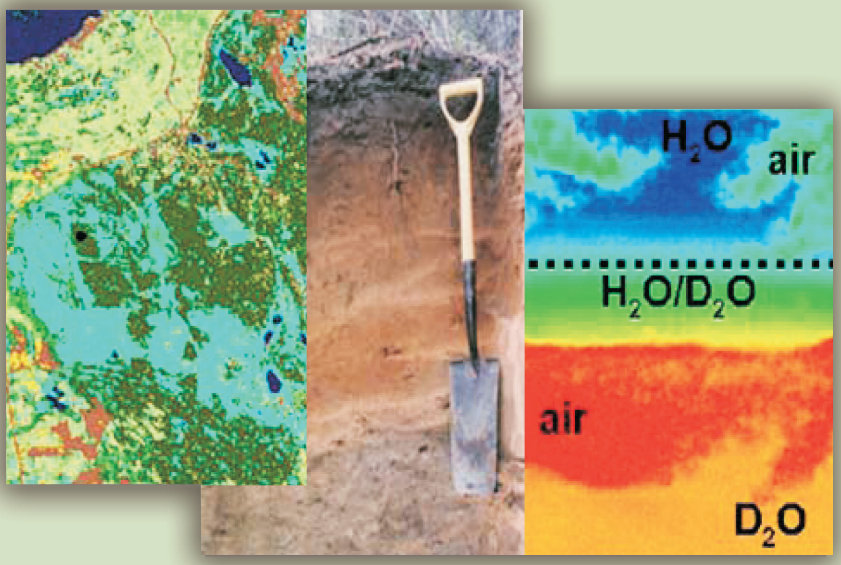
Estudios de la Zona no Saturada del Suelo

Vol. IX, ZNS'09



Editores

Orlando Silva Rojas
Jesús Carrera Ramírez

Barcelona 2009

Estudios de la Zona No Saturada del Suelo
Vol. IX
ZNS'09

ZNS'09

Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. IX

Editores:

Orlando Silva Rojas

Jesús Carrera Ramírez

Editores Asociados:

Maarten W. Saaltink
Jordi Grifoll Taverna
Daniel Fernández García
Xavier Sánchez Vila
Albert Soler Gil
Carlos Ayora Ibáñez

Revisores Científicos de los Artículos:

J. Álvarez Benedí	J. Grifoll	M. Quemada
L. Candela	J. Martínez Fernández	C. Regalado
J. Carrera	F. Moreno	J. Samper
D. Fernández	R. Muñoz Carpena	M.W. Saaltink
J.V. Giráldez	A. Paz	O. Silva

Publicado por:

CIMNE

Publication printed on chlorine-free paper.

This publication is designed so that it can be recycled at the end of its life cycle.
When not it use more, transfer it to others who may be interested or store it in a container for paper collection.

Esta publicación está impresa en papel totalmente libre de cloro.

Esta publicación está diseñada de manera que pueda ser reciclada al final de su ciclo de vida. Cuando ya no la utilice, pásela a otras personas que puedan estar interesadas o deposítela en un contenedor de recogida selectiva de papel.

Estudios de la Zona No Saturada del Suelo, Vol. IX - ZNS'09

Orlando Silva Rojas y Jesús Carrera Ramírez (Eds)

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

La cubierta se ha confeccionado a partir de algunas figuras de los artículos invitados de D. Or, M. Vanclooster y P.J. Zarco, en Estudios de la Zona No Saturada del Suelo, Vol. VIII - ZNS'07.

Primera Edición, Noviembre 2009

Producido por: Dsignum Estudi Gràfic

Depósito legal: 44.821-2009

ISBN: 978-84-96736-83-2

IMPRESO EN ESPAÑA

PREFACIO

La zona no saturada contribuye de manera significativa al mantenimiento de la vida en el planeta. En presencia de agua y nutrientes, esta zona no sólo actúa como sustrato fértil para el crecimiento y desarrollo de diferentes organismos, sino que también juega otro papel importante: almacenar, filtrar y purificar el agua que llega a la superficie del suelo y distribuirla posteriormente en forma de escorrentía para alimentar ríos, lagos y acuíferos.

La comprensión de los procesos que ocurren en la zona no saturada sigue siendo un desafío debido a la complejidad de las interacciones físicas, químicas y biológicas que afectan a la transferencia de calor, masa y cantidad de movimiento entre el nivel freático y la atmósfera. Una de las premisas de estas jornadas es que nuestra comprensión de la zona no saturada sólo puede mejorarse si se tiene en cuenta de manera simultánea y mediante un enfoque interdisciplinar los avances alcanzados en áreas como la edafología, la hidrología, la biología, la química o la física, tanto a nivel de modelación como de ensayos e instrumentación.

Este congreso representa la novena edición de las Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada que comenzaron en el año 1993. Durante este tiempo y tras recorrer diferentes ciudades de España, nuestra red de investigación ha ido creciendo gracias al aporte de nuevos participantes y a la inclusión de nuevos campos de conocimiento. Este volumen recoge tanto las presentaciones invitadas de Shlomo Neuman, Anna Maria Solanas y Rafael Muñoz-Carpena, como las comunicaciones de los participantes, las cuales se han agrupado en seis áreas temáticas: i) estudios básicos sobre la absorción del agua y la adsorción de substancias en el conjunto suelo planta, ii) desarrollo de métodos de caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo, iii) investigaciones de laboratorio, invernadero o campo sobre los procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, iv) elaboración de modelos descriptivos y predictivos de los procesos, v) estudios sobre la contaminación y métodos de remediación en la zona no saturada del suelo, vi) estudios sobre la recarga y la interacción entre atmósfera, suelo y acuífero, si bien algunas contribuciones podrían estar en varias de ellas.

El Comité Organizador quiere expresar su sentido agradecimiento a todos los que han hecho posible esta nueva edición de las Jornadas. Sería injusto dejar pasar esta oportunidad de reconocimiento a los organismos patrocinadores y entidades colaboradoras sin cuya ayuda económica no hubiera sido posible la realización de estas Jornadas.

Barcelona, otoño de 2009

Orlando Silva Rojas
Jesús Carrera Ramírez

PREFACE

The unsaturated zone contributes significantly to the maintenance of life on the planet. In the presence of water and nutrients, this zone not only acts as a fertile substrate for the growth and development of different organisms, but also plays another important role: store, filter and purify water that reaches the soil surface and then distribute it in form of rivers, lakes and aquifers.

Understanding the processes occurring in the unsaturated zone remains a challenge due to the complexity of the physical, chemical and biological interactions affecting the transfer of heat, mass and momentum between the groundwater table and the atmosphere. One premise of this conference is that our understanding of the unsaturated zone can only be improved by taking into account simultaneously through an interdisciplinary approach the progresses in areas including soil science, hydrology, biology, chemistry, physics, both in the ambits of modeling, test and instrumentation.

This conference is the ninth edition of the Conference on Research in the Unsaturated Zone that began in 1993. During this time and after touring different cities of Spain, our research network has grown thanks to the contribution of new participants and the inclusion of new fields of knowledge. This volume of extended abstracts contains the keynote lectures of Shlomo Neuman, Anna Maria Solanas and Rafael Muñoz-Carpena, and presentations of the participants, which were grouped into six thematic areas: i) fundamental studies on water absorption and chemical adsorption in the soil-plant system, ii) development of characterization and analysis methods of the unsaturated zone, iii) laboratory, greenhouse or field research on the processes of mass and energy transfer in the unsaturated zone, iv) development of descriptive and predictive models of processes, v) pollution studies and remediation methods in the unsaturated zone, vi) studies on the recharge and the interaction between atmosphere, soil and aquifer. Some contributions could cover several of these research areas.

The Organizing Committee wishes to express its heartfelt thanks to all who have made possible this new edition of the Conference. This could not have been realized without all the participants and the help of a great number of people. We thank everybody who has contributed, both in the scientific and organizational ambits. It would be unfair to miss this opportunity of appreciation to the sponsors and collaborating organizations without whose financial support this Conference had not been possible.

Barcelona, autumn 2009

Orlando Silva Rojas
Jesús Carrera Ramírez

Las IX Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo han sido cofinanciadas por las siguientes entidades

Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca (AGAUR)
Ajuts per donar suport a les activitats dels grups de recerca de Catalunya (SGR2009-187)

Agència de Residus de Catalunya (ARC)

ENRESA

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Programa 463AF Investigación Científica

Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDÆA-CSIC)

Universitat de Barcelona (UB)
Ajuts per a l'organització de congressos (Modalitat CG)

Universitat Rovira i Virgili (URV)
Ajuts per a l'organització de congressos, simposis o altres reunions científiques (OCO2009)

Diputaciò de Tarragona

Universitat Politècnica de Catalunya (UPC)
Ajuts per a l'organització de congressos

Escola Tènica Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports (UPC)
Ajuts per a la realització de seminaris, congressos i esdeveniments similars

Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentàries (IRTA)

Amphos 21

Lab-Ferrer

Solfranc Tecnologías S.L.

ÍNDICE DE TRABAJOS

ARTÍCULOS INVITADOS

Pumping Test Determination of Unsaturated Aquifer Properties
P.K. Mishra y S.P. Neuman 17

Formal Exploration of the Complexity and Relevance of Biogeochemical Models through Global Sensitivity and Uncertainty Analysis: Opportunities and Challenges
R. Muñoz-Carpena y S.J. Muller 27

La Biodegradación de Hidrocarburos y su Aplicación en la Biorremediación de Suelos
A.M. Solanas 40

ÁREA TEMÁTICA I

ESTUDIOS BÁSICOS SOBRE LA ABSORCIÓN DEL AGUA Y LA ABSORCIÓN DE SUBSTANCIAS EN EL CONJUNTO SUELO PLANTA

Propiedades Físicas e Hidráulicas de la ZNS en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel
H. Aguilera, L. Moreno, E. Jimenez, A. de la Losa y S. Castaño 51

Tipos Funcionales de Suelo y Distribución de Nutrientes en la ZNS en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel
H. Aguilera, L. Moreno, E. Jimenez, S. Castaño y A. de la Losa 59

Prediction of Soil Moisture Content in a Skeletal-Calcareous Soil of South Florida based on Shallow Groundwater Levels
L. Barquin-Valle, R. Muñoz-Carpena y K. Migliaccio 67

Variabilidad Espacio-Temporal de la Humedad en Distintos Sistemas de Manejo del Suelo
A.J. Espejo-Pérez, K. Vanderlinden, I. García-Tejero, J.A. Jiménez-Bocanegra, F. Perea-Torres, J. García-Baquero y J.L. Muriel-Fernández 75

Estimación del Consumo de Agua en el Cultivo del Maíz, mediante el Seguimiento de Humedad en la Zona Radicular con Sondas de Capacitancia (FDR)
R.M. Mestas Valero, M.I. García Pomar, M.D. Báez y A. Paz González 83

Benefits of EC Policy to Water Quality in the SW of Europe
L. Serafim Bento 89

Soil Water Distribution and Nitrate Leaching of Drip Irrigation controlled by Soil Moisture Sensors
L. Zotarelli, M.D. Dukes y R. Muñoz-Carpena 94

ÁREA TEMÁTICA II

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

Evolución del Radio de la Cavidad Esférica de un Emisor Subsuperficial
M. Gil Rodríguez, L. Rodríguez Sinobas, R. Sánchez Calvo y L. Juana Sirgado 105

Caracterización de las Propiedades Hidráulicas de la ZNS: Determinación en Laboratorio y Ensayos "in situ" en una Parcela Agrícola de Arganda del Rey (Madrid)
M.E. Jiménez Hernández, A. De la Losa Román, M.I. Valverde Asenjo, L. Moreno Merino y S. Castaño ..113

Cuantificación del Efecto del Manejo del Suelo en la Respuesta Hidrológica de una Parcela usando un Sensor de Inducción Electromagnética
G. Martínez, K. Vanderlinden, E. Rodríguez, J.V. Giráldez, J.L. Muriel y F. Perea.....121

Use of Apparent Electrical Conductivity as Secondary Information for Soil Organic Carbon Spatial Characterization
G. Martínez, K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, A.J. Espejo, E. Rodríguez, R. Ordóñez y J.L. Muriel 129

Humedad del Suelo y Variabilidad con Diversas Estrategias de Muestreo: Un Caso de Estudio en la Cuenca del Duero
J. Martínez Fernández, N. Sánchez Martín, C. Pérez Gutiérrez y G. Baroncini Turricchia 137

Nuevo Análisis de la Onda en Microsondas TDR para la Medida de la Humedad del Suelo
D. Moret-Fernández y F. Lera 145

Nuevo Método de Medida de Tasa de Infiltración de Agua en el Suelo por Infiltrometría de Disco
D. Moret-Fernández y C. González Cebollada 153

Impacto Ambiental del Manejo Eficiente del Agua de Riego mediante Sondas de Capacitancia (FDR) sobre los Acuíferos
A.L. Orozco Corral 161

Parámetros Edáficos de Posible Influencia en las Propiedades Hidrodinámicas de los Suelos de la Cuenca del Río Segura
R. Ortiz Silla, A. Sánchez Navarro y M. García González 169

Monitoreo de la Zona No Saturada y Saturada del Acuífero en Áreas de Aplicación de Vinazas en Parcelas Semicomerciales del Valle del Cauca – Colombia
G. Páez Ortegón 176

Resultados Preliminares de los Efectos de la Utilización de Agua Depurada para Riego en el Campo de Golf de Bandama (Gran Canaria)
M.P. Palacios, E. Estévez, M.C. Cabrera, J.M. Hernández-Moreno, V. González-Naranjo, T. Cruz y J.R. Fernández 184

Caracterización de Sensores Electromagnéticos de Humedad de Suelo con Fluidos Estándar de Permitividad Conocida
C.M. Regalado, A. Ritter y O. García.....192

A New Analytical Laboratory Procedure for Determining the Thermal Properties in Porous Media. The Standard D 5334-05
C.M. Rubio, D.R. Cobos, R. Josa y F. Ferrer 200

Determinación de la Resistividad Térmica en Función de la Humedad Precedente para un Suelo Franco Limoso con Diferentes Porcentajes de Gravas
C.M. Rubio, R. Josa, D.R. Cobos y F. Ferrer 206

Importancia de la Caracterización de la Zona No Saturada del Suelo para el Análisis del Desencadenamiento de Corrientes Hiperconcentradas: Venero Claro (Sierra de Gredos)
V. Ruiz Villanueva, J.M. Bodoque del Pozo, A. Díez-Herrero, P. Fernández García y C. Calvo Martínez ..212

Caracterización de Balsas de Sulfuros en Perfiles no Saturados
A. Segura, P. Acero y C. Ayora 220

Estimación de la Textura y Contenido de Agua en el Suelo a Partir de Datos de Conductividad Eléctrica Utilizando Geoestadística Multivariante
G.M. Siqueira, J. Dafonte Dafonte y A. Paz González *228*

Spatial Assessment of Soil Moisture-Based Distribution Uniformity for Residential Irrigation Systems
K. Vanderlinden, R. Muñoz-Carpena y M. D. Dukes *236*

Caracterización Multifractal de la Distribución de Tamaño de Poro Medida por Inyección de Mercurio
E. Vidal Vázquez, R.M. Mestas Valero, J.M. Mirás Avalos, G. Machado Siqueira, J. Dafonte Dafonte y J. Paz-Ferreiro *244*

Utilización de Tomografía Eléctrica con Distintas Configuraciones y Espaciamientos Electródicos para la Caracterización de la Zona No Saturada
P. Weinzettel, S. Dietrich y M. Varni *253*

ÁREA TEMÁTICA III

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

Distribución del Agua en el Suelo en Riego por Surcos Alternos y no Alternos en el Cultivo de Maíz
G. Arbat, F. Domingo Olivé, A. Roselló, J. Puig-Bargués y F. Ramírez de Cartagena *263*

Estudio sobre la Evolución de la Zona No Saturada en las Inmediaciones de Dispositivos de Tipo Superficial de Gestión de la Recarga de Acuíferos. Las Estaciones DINA-MAR ZNS. Primer Ciclo de Operatividad
A.E. Fernández y A. García *271*

Salinity is Reduced below the Evaporation Front during Soil Salinization
M. Gran, J. Carrera, S. Olivella, J. Massana, M.W. Saaltink, C. Ayora y A. Lloret *281*

Influencia de las Curvas de Retención de Humedad en la Estimación de la Evaporación de Acuíferos Someros
M.F. Hernández-López y J.F. Muñoz *288*

Efectos de las Propiedades Físicas del Suelo sobre su Contenido en Agua en Áreas Aluviales de Uso Agrícola de La Rioja Alta
J.J. Martínez, M. Arauzo y M. Valladolid *296*

Geostatistical Analysis of pH and Redox Potential (Eh) Variability over a Rice Field in Successive Crop Stages
L.A. Morales y J. Paz-Ferreiro *304*

Impacto Ambiental de Pesticidas en Zonas Vulnerables de la CAPV. Mecanismos de Atenuación de Pesticidas en Columnas de Suelo
B. Muñoz-Leóz, E. Ruiz-Romera, I. Antigüedad, M.A. Goicolea y N. Unzeta *312*

Evaluación de Estrategias para la Aplicación de Agua en la Zona No Saturada en el Cultivo del Plátano
A. Ritter, N. Machín y C.M. Regalado *320*

Interpretación del Cambio del Flujo y Lixiviación en el Suelo asociado al Uso de un Cultivo de Cubierta Estival utilizando Técnicas de Análisis Global de Incertidumbre
A. Ritter, R. Muñoz-Carpena, D.D. Bosch, B. Schaffer y T.L. Potter *328*

Comportamiento del Balance de Energía en un Cultivo de *Avena Sativa* L.
R. Rivas y D. Ocampo *336*

Hysteretic Behaviour of the Soil Thermal Properties based on Wetting and Drying Cycles
C.M. Rubio, D.R. Cobos, R. Josa y F. Ferrer *344*

Estudio de la Influencia de Diferentes Prácticas Agrarias de Manejo del Suelo sobre la Tasa de Infiltración de un Calcisol
A. Sánchez, A. Blanco Bernardeau, M. Fernández-Delgado, M.E. Ramos y J.A. Sánchez *351*

Propiedades Hidrológicas Edáficas bajo Diferentes Secuencias de Cultivos en Siembra Directa
M.C. Sasal, M.G. Castiglioni, J. Paz-Ferreiro, M.G. Wilson y J. Oszust *359*

ÁREA TEMÁTICA IV

ELABORACIÓN DE MODELOS DESCRIPTIVOS Y PREDICTIVOS DE LOS PROCESOS

Efectos de Escala en la Calibración de la Conductividad Hidráulica Saturada en un Modelo Hidrológico Distribuido
C. Aguilar, M.J. Polo, A. Millares y J. Herrero *369*

Modelo Paramétrico Distribuido de Transferencia de Sustancias al Flujo de Escorrentía Superficial a Escala de Cuenca
E. Contreras, M. Egüen, M. Nofuentes y M.J. Polo *377*

Development and Verification of an Emitter Supply Radius Equation for 3-Dimensional Green-Ampt Infiltration
L.C. Gowdish y R. Muñoz-Carpena *385*

Application of a Land Surface Model that Includes Fog Deposition over a Tree Heath-laurel Forest in Garajonay National Park (La Gomera, Spain)
G. Katata, C.M. Regalado, A. Ritter y H. Nagai *393*

Aplicación del Modelo STICS para la Determinación de la Lixiviación de Nitratos en la Zona Vulnerable de Vitoria-Gasteiz bajo el Cultivo de Remolacha Azucarera y Trigo
M. Martínez, M. Martínez de Sabando, E. Justes, J.M. Sánchez-Pérez y I. Antigüedad *401*

Application of a Lumped Nitrogen Model to a Small Mediterranean Catchment, Fuirosos (Catalonia)
C. Medici, A. Butturini, S. Bernal, F. Sabater, M. Martin, A.J. Wade y F. Francés *409*

Caracterización del Caudal Base en Zonas de Alta Montaña a Partir de un Análisis Estacional de Recesiones
A. Millares, M.J. Polo, M.A. Losada, C. Aguilar y J. Herrero *417*

Combined Effect of Regulated Deficit Irrigation and Low Quality Water on Salts Accumulation under Drip Irrigation
O. Mounzer, F. Pérez, F. Pedrero, R. Alcobendas, J.M. Bayona, E. Nicolás y J.J. Alarcón *425*

Evaluación de Distintas Funciones de Infiltración Acopladas en un Modelo Numérico de Circulación de Flujo en Aguas Someras
M. Nofuentes y M.J. Polo *433*

Monitoring and Modelling Unsaturated and Saturated Flow to Evaluate Performance of Slurry Walls in Rho (Italy)
D. Pedretti y M. Masetti *440*

Inferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía
J.A. Rodríguez *448*

Aplicación del Modelo HMV/IHMS en la Determinación del Aporte de la Zona No Saturada al Caudal de una Cuenca Forestal
J.A. Rodríguez-Suárez, B. Soto y F. Díaz-Fierro *456*

Aquifer Recharge Evaluation by a Combination of Soil Water Balance and Groundwater Flow Models
J. Samper y B. Pisani *462*

Análisis del Flujo de Agua con Extracción por Absorción de la Planta en Cultivos en Sustratos Artificiales
V. Terés, J.V. Giráldez, F.J. Jiménez-Hornero, A.M. Laguna, E. Sáinz de la Maza, M. Lezaun y M. Abad *470*

ÁREA TEMÁTICA V

ESTUDIOS SOBRE LA CONTAMINACIÓN Y MÉTODOS DE REMEDIACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

La Infiltración-Percolación como Sistema de Depuración Avanzada de Aguas Residuales por Zona Vadosa
M. Folch, M. Salgot y F. Brissaud *481*

ÁREA TEMÁTICA VI

ESTUDIOS SOBRE LA RECARGA Y LA INTERACCIÓN ENTRE ATMÓSFERA, SUELO Y ACUÍFERO

Evaluación de los Recursos Hídricos de la Cuenca Hidrográfica del Ebro mediante Modelización Semi-distribuída con GIS-BALAN
D. Alvares y J. Samper *491*

Evaluación del Efecto del Cambio Climático en los Recursos Hídricos de la Cuenca Hidrográfica del Ebro mediante Modelos Hidrológicos
D. Alvares, J. Samper y M.A.G. Vera *499*

Impacto del Cambio Climático y Escenarios de Gestión Sobre la Recarga de la U. H. Inca-Sa Pobla y S'Albufera
L. Candela, F.J. Elorza y W. Von Igel *507*

Assessment of Water Resources in a Mountain Environment with a Semi-distributed Hydrological Model: Serra da Estrela Case, Central Portugal
J. Espinha Marques, J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques y F. Sodré Borges *514*

Estimación de la Recarga por Retorno de Riego a través de la ZNS en Áreas de Agricultura Intensiva bajo Clima Semi-árido. Análisis de Sensibilidad
J. Jiménez-Martínez, J. Molinero y L. Candela *522*

Evaluación de la Capacidad de Infiltración e Impacto Hidrogeológico de las Balsas de Recarga Artificial del Baix Llobregat (Sta. Coloma de Cervelló)
M. Luna, J. Salas, J. Molinero, E. Queralt, M. Rull, V. Colomer, L. Trevisan, E. Ruiz, J. Guimera y J.M. Niñerola *530*

Evidencia de Evaporación en la Zona No Saturada en los Procesos de Recarga en la Depresión de la Selva (NE España)
A. Menció, A. Folch, J. Mas-Pla y A. Soler *538*

Estudio de la Relación Suelo – Acuífero en un Emplazamiento Contaminado por Disolventes Clorados
J. Palau, M. Marchesi, N. Otero, A. Canals y A. Soler *546*

Seguimiento de la Humedad del Suelo en el Entorno del Parque Nacional de Doñana
M.L. Prados, K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, C. Guardiola-Albert y C. Mediavilla *554*

Identificación de Buenas Prácticas Agrarias para Mitigar la Contaminación por Nitratos en una Zona Vulnerable de la Rioja (España)
M. Ruiz-Ramos, N. Vázquez, J.L. Gabriel y M. Quemada *562*

El Papel de la Zona No Saturada en la Contaminación por Nitratos en las Aguas Subterráneas de Osona (NE España)
C. Torrentó, N. Otero, A. Menció, A. Soler y J. Mas-Pla *570*

ARTÍCULOS INVITADOS

PUMPING TEST DETERMINATION OF UNSATURATED AQUIFER PROPERTIES

Phoolendra Kumar Mishra and Shlomo P. Neuman*

Department of Hydrology and Water Resources
University of Arizona
Tucson, Arizona 85721
e-mail: neuman@hwr.arizona.edu

Keywords: Pumping tests, unconfined aquifer, unsaturated zone, properties

ABSTRACT. *We present an analytical solution for flow to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer that allows inferring its unsaturated hydraulic properties from drawdowns recorded in the saturated zone. Tartakovsky and Neuman (2007) developed such a solution considering an unsaturated zone of infinite thickness. In their solution three-dimensional, axially symmetric unsaturated flow was described by a linearized version of Richards' equation in which both relative hydraulic conductivity and water content vary exponentially with incremental capillary pressure head relative to its air entry value* ψ_a. *Both exponential functions were characterized by a single exponent* κ *having the dimension of inverse length, or equivalently a dimensionless exponent* $\kappa_D = \kappa b$ *where b is initial saturated thickness. We generalize their solution by characterizing relative hydraulic conductivity and water content using different exponential functions and allowing the unsaturated zone to have finite thickness. Our four-parameter representation of unsaturated aquifer properties is more flexible than the three-parameter version of Mathias and Butler (2006), who consider flow in the unsaturated zone to be strictly vertical and the pumping well to be fully penetrating. After validating our solution against numerical simulations of drawdown in a synthetic aquifer having unsaturated properties described by the van Genuchten (1980) and Mualem (1976) models, we investigate the effects of unsaturated zone thickness and constitutive parameters on drawdowns in the unsaturated and saturated zones as functions of position and time. We conclude by using our solution to analyze drawdown data from a pumping test conducted by Moench et al. (2001) in a Glacial Outwash Deposit at Cape Cod, Massachusetts, and compare our results with those of Tartakovsky and Neuman (2007).*

1. INTRODUCTION

We present an analytical solution for flow to a well in an unconfined aquifer that allows inferring its unsaturated hydraulic properties from drawdowns recorded in the saturated zone.

Tartakovsky and Neuman (2007) developed an analytical solution for flow to a partially penetrating well pumping at a constant rate from a compressible unconfined aquifer considering an unsaturated zone of infinite thickness. In their solution three-dimensional, axially symmetric unsaturated flow was described by a linearized version of Richards' equation in which both relative hydraulic conductivity and water content vary exponentially with incremental capillary pressure head relative to its air entry value $\psi_a \geq 0$. Both exponential functions were characterized by a common exponent κ having the dimension of inverse length, or equivalently a dimensionless exponent $\kappa_D = \kappa b$ where *b* is initial saturated thickness.

A solution admitting two separate values of κ, one characterizing relative hydraulic conductivity and the other water content, was developed by Mathias and Butler (2006). Whereas their solution allowed the unsaturated zone to have finite thickness, it considered flow in the unsaturated zone to be strictly vertical and the pumping well to be fully penetrating.

Analyses by Moench (2008) have indicated a need to characterize relative hydraulic conductivity and water content by two separate exponents. The work of Tartakovsky and Neuman (2007) has demonstrated the importance of partial penetration and the existence of horizontal unsaturated flow toward the pumping well. This has led Moench (2008) to conclude that extending the model of Tartakovsky and Neuman (2007) to include two separate exponents, finite unsaturated zone thickness and borehole storage would constitute a welcome addition

to the aquifer-test literature. We present an analytical solution that is similar in all respects to that of Tartakovsky and Neuman while characterizing relative hydraulic conductivity and water content by means of separate κ and ψ_a values and taking the thickness of the unsaturated zone to be finite. Our four-parameter representation of these functions is more flexible than the three-parameter version of Mathias and Butler (2006), providing improved fits to standard models such as that of van Genuchten (1980) and Mualem (1976). Our solution further differs from that of Mathias and Butler (2006) in that it allows flow in the unsaturated zone to take place horizontally and the pumping well to be partially penetrating. After validating our solution against numerical simulations of drawdown in a synthetic aquifer having unsaturated properties described by the van Genuchten (1980) and Mualem (1976) models, we investigate the effects of unsaturated zone thickness and constitutive parameters on drawdowns in the unsaturated and saturated zones as functions of position and time. We conclude by using our solution to analyze drawdown data from a pumping test conducted by Moench et al. (2001) in a Glacial Outwash Deposit at Cape Cod, Massachusetts, and compare our results with those of Tartakovsky and Neuman (2007).

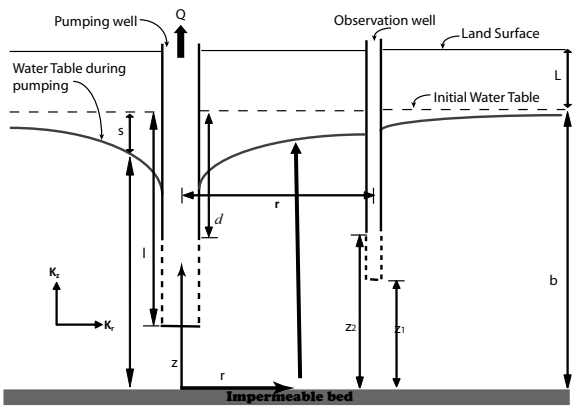


Figure 1. Schematic representation of system geometry.

2. THEORY

2.1. Statement of Problem

In a manner similar to Tartakovsky and Neuman (2007) we consider a compressible unconfined aquifer of infinite lateral extent resting on an impermeable boundary (Figure 1). The aquifer is spatially uniform and anisotropic with a fixed ratio $K_D = K_z / K_r$ between vertical and horizontal saturated hydraulic conductivities, K_z and K_r, respectively. The aquifer is saturated beneath an initially horizontal water table at elevation $z = b$ defined as a $\psi = \psi_a$ isobar where ψ is pressure head and $\psi_a \le 0$ is the pressure head required for air to enter a saturated medium. A saturated capillary fringe at non-positive pressure $\psi_a \le \psi \le 0$ extends from the water table down to the $\psi = 0$ isobar (traditional water table) at elevation $b + \psi_a$ (note that the capillary fringe disappears if one sets $\psi_a = 0$). Prior to the onset of pumping the saturated and overlying unsaturated zones are at uniform initial hydraulic head $h_0 = b + \psi_a$. Starting at time $t = 0$, water is withdrawn at a constant volumetric rate Q from a well of zero radius that penetrates the saturated zone between depths l and d below the initial water table (at air

entry pressure). Under these conditions the drawdown $s(r,z,t) = h_0 - h(r,z,t)$ in the saturated zone is governed by the diffusion equation

$$K_r \frac{1}{r}\left(r\frac{\partial s}{\partial r}\right) + K_z \frac{\partial^2 s}{\partial r^2} = S_s \frac{\partial s}{\partial t} \qquad 0 \le z \le \xi \tag{1}$$

subject to initial condition

$$\xi(r,0) = b \qquad \text{or} \qquad s(r,z,0) = s_0 = 0 \tag{2}$$

and boundary conditions

$$s(\infty,z,t) = 0 \tag{3}$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} = 0 \qquad z = 0 \tag{4}$$

$$\lim_{r\to 0} r\frac{\partial s}{\partial r} = 0 \qquad 0 \le z \le b-l \qquad b-d \le z \le \xi \tag{5}$$

$$\lim_{r\to 0} \int_{b-l}^{\min(b-d,\xi)} r\frac{\partial s}{\partial r} dz = -\frac{Q}{2\pi K_r} \qquad b-l \le z \le b-d \tag{6}$$

where S_s is specific storage and $\xi = b - s(r,\xi,t)$ is head at the water table. If the top of the unsaturated zone is at elevation $z = b + L$ (L being the thickness of the unsaturated zone) then the drawdown $\sigma(r,z,t) = h_0 - h(r,z,t) = b + \psi_a - h(r,z,t)$ in this zone is controlled by Richards' equation

$$K_r \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(k(\psi) r\frac{\partial \sigma}{\partial r}\right) + K_z \frac{\partial}{\partial z}\left(k(\psi)\frac{\partial \sigma}{\partial z}\right) = C(\psi)\frac{\partial \sigma}{\partial t} \qquad \xi < z < b + L \tag{7}$$

subject to initial condition

$$\sigma_o = \sigma(r,z,0) = 0 \tag{8}$$

and boundary conditions

$$\sigma(\infty,z,t) = 0 \tag{9}$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \qquad z = b + L \tag{10}$$

$$\lim_{r\to 0}\frac{\partial \sigma}{\partial r} = 0 \qquad \xi < z < b + L \tag{11}$$

where $0 \le k(\psi) \le 1$ is relative (ratio of actual to saturated) hydraulic conductivity and $C(\psi) \ge 0$ is specific moisture capacity $C(\psi) = d\theta / d\psi$, θ being volumetric water content. The unsaturated and saturated zone flow regimes are coupled by interface conditions representing continuity of pressure and normal flux across the water table

$$s = \sigma \qquad z = \xi \tag{12}$$

$$\nabla s \cdot \mathbf{n} = \nabla \sigma \cdot \mathbf{n} \qquad z = \xi \tag{13}$$

where $\nabla = \left(\partial/\partial r, \partial/\partial z\right)^T$ is the three-dimensional axially-symmetric gradient operator, the superscript T denoting transpose, and **n** is a unit vector normal to the water table.

2.2. Linearization

The above system of equations is highly non-linear due to (a) the nonlinear nature of Richards' equation and (b) the presence of a moving interface (water table) between two different (saturated and unsaturated) flow regimes. To solve it we restrict ourselves to a pumping rate Q that is small compared to $K_r b^2$, expand the dependent variables in power series and disregard terms of order higher than first in Q, as did Kroszynski and Dagan (1975). Substituting the remaining linear terms (in Q) into (1) – (13) and treating horizontal flux into the pumping well as if it was vertically uniform led Tartakovsky and Neuman (2007) to the following first order representation of flow in the saturated zone

$$K_r \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial s}{\partial r}\right) + K_z \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial s}{\partial t} \qquad 0 \le z < b \tag{14}$$

$$\xi(r,0) = b \qquad \text{or} \qquad s_0 = 0 \tag{15}$$

$$s(\infty, z, t) = 0 \tag{16}$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} = 0 \qquad z = 0 \tag{17}$$

$$\lim_{r\to 0} r\frac{\partial s}{\partial r} = 0 \qquad 0 \le z \le b-l \qquad b-d \le z \le b \tag{18}$$

$$\lim_{r\to 0} r\frac{\partial s}{\partial r} = -\frac{Q}{2\pi K_r (l-d)} \qquad b-l \le z \le b-d \tag{19}$$

The corresponding first-order (linearized) unsaturated flow equations are

$$K_r k_0(z)\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial \sigma}{\partial r}\right) + K_z \frac{\partial}{\partial z}\left(k_0(z)\frac{\partial \sigma}{\partial z}\right) = C_0(z)\frac{\partial \sigma}{\partial t} \qquad b < z < b+L \tag{20}$$

$$k_0(z) = k(\theta_0) \qquad C_0(z) = C(\theta_0) \tag{21}$$

$$\sigma_0 = 0 \tag{22}$$

$$\sigma(\infty, z, t) = 0 \tag{23}$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \qquad z = b+L \tag{24}$$

$$\lim_{r\to 0} r\frac{\partial \sigma}{\partial r} = 0 \qquad b < z < b+L \tag{25}$$

The linearized interface conditions at the water table are

$$s - \sigma = 0 \qquad z = b \tag{26}$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} - \frac{\partial \sigma}{\partial z} = 0 \qquad z = b \tag{27}$$

Like Tartakovsky and Neuman (2007) we represent the medium water retention characteristics by means of an exponential function

$$S_e = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{S_y} = e^{a_c(\psi - \psi_a)} \qquad a_c \geq 0 \tag{28}$$

where S_e is effective saturation, θ_r is residual water content and $S_y = \theta_s - \theta_r$ is drainable porosity or specific yield. Like them we adopt Gardner's (1958) exponential model for relative hydraulic conductivity

$$k(\psi) = \begin{cases} e^{a_k(\psi - \psi_k)} & \psi \geq \psi_k \\ 1 & \psi_k < \psi \end{cases} \qquad a_k \geq 0 \tag{29}$$

but with parameters a_k and ψ_k that may differ from a_c and ψ_a in (28). The parameter $\psi_k \leq 0$ represents a pressure head above which relative hydraulic conductivity is effectively equal to unity. Our four-parameter representation of these functions is thus more flexible than the two-parameter representations of Tartakovsky and Neuman (2007) (a_c and ψ_a) or Mathias and Butler (2006) (a_c and a_k). It implies that

$$k_0(z) = e^{a_k(b_1 + b - z)} \qquad b_1 = \psi_a - \psi_k \tag{30}$$

$$C_0(z) = S_y a_c e^{a_c(b-z)} \tag{31}$$

in (20) – (21).

2.3. Point Drawdown in Saturated and Unsaturated Zones

In a manner analogous to Neuman (1974) and Tratakovsky and Neuman (2007) we decompose drawdown in the saturated zone into two parts

$$s = s_H + s_U \tag{32}$$

where s_H is Hantush's (1964) solution for a partially penetrating well in a confined aquifer and s_U is a correction due to the presence of an unsaturated zone. Hantush's solution further decomposes into

$$s_H = s_T + \Delta s \tag{33}$$

where s_T is the Theis (1935) solution and Δs is a correction due to partial penetration. This allows obtaining a complete solution in Laplace transformed form. The corresponding time domain solutions s_U and σ are evaluated numerically using the inverse Laplace algorithm of Crump (1976) as modified by de Hoog et al. (1982). The time-domain solution is expressed in terms of dimensionless parameters $K_D = K_z / K_r$, $t_s = \alpha_s t / r^2$, $\alpha_s = K_r / S_s$, $S_D = S_y / S$, $\psi_{kD} = \psi_k / b$, $\psi_{aD} = \psi_a / b$, $a_{kD} = a_k b$, $a_{cD} = a_c b$, $l_D = l / b$, $d_D = d / b$, $r_D = r / b$, and $z_D = z / b$.

3. PREDICTED DRAWDOWN BEHAVIOR

To investigate drawdown behavior based on our new analytical solution we consider, for simplicity, the case where $\psi_a = \psi_k$ and correspondingly $b_1 = 0$.

3.1. Time Drawdown Behavior in Saturated Zone

To investigate the effect of the constitutive exponents a_{kD} and a_{cD} we start by considering an isotropic aquifer $(K_D = 1)$ with a ratio $S / S_y = 1/100$ between artesian storativity and specific yield. To investigate the effects of a_{kD}, the dimensionless exponent for relative hydraulic conductivity, we set the dimensionless exponent for effective saturation to 1.0. We also set the unsaturated zone thickness to infinity, $L \to \infty$. Figure 2 shows how dimensionless drawdown $s_D = 4\pi K_r b s / Q$ varies with dimensionless time $t_s = K_r b t / (Sr^2)$ on log-log scale at dimensionless elevation $z/b = 0.5$ and dimensionless radial distance $r/b = 0.5$ from the pumping well, which fully penetrates the initial saturated zone. When $a_{kD} = a_{cD} = 1$, our solution reduces to that of Tartakovsky and Neuman (2007). As a_{kD} increases the hydraulic conductivity in the unsaturated zone starts to decrease at a relatively fast rate with a decrease in capillary pressure and hence our solution starts to deviate from that of Tartakovsky and Neuman. At very large a_{kD} this decrease is almost instantaneous and the unsaturated zone behaves as if it was impermeable. Hence the aquifer behaves as if it was confined and our solution reduces to that of Hantush (1964) for a confined aquifer.

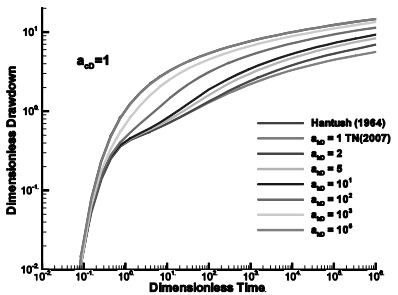


Figure 2. Dimensionless drawdown versus dimensionless time for various values of a_{kD}.

Figure 3 depicts dimensionless time-drawdown behavior on log-log scale when the dimensionless effective saturation exponent a_{cD} varies while a_{kD} is held constant, all other conditions being the same as in Figure 2. When both exponents are large, the unsaturated zone plays virtually no role and our solution reduces to that of Neuman (1974) for a moving free surface.

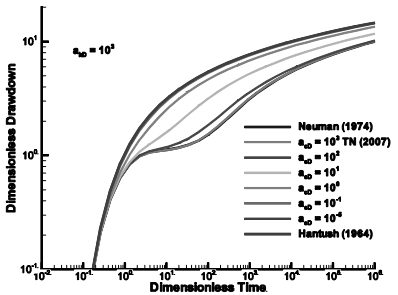


Figure 3. Dimensionless drawdown versus dimensionless time for various values of a_{cD}.

We conclude this section by showing in Figure 4 how time-drawdown is affected by variations in dimensionless unsaturated zone thickness $L_D = L/b$ when $a_{kD} = a_{cD} = 10$ under conditions similar to those in Figures 2 and 3. Reducing L_D is seen to cause dimensionless drawdown at intermediate and late dimensionless times to increase.

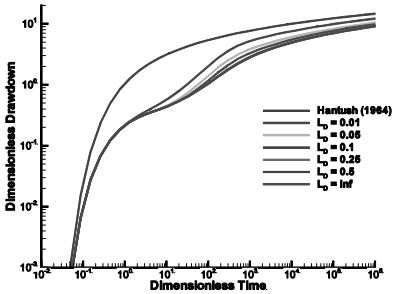


Figure 4. Dimensionless drawdown versus dimensionless time for various values of L_D.

4. ANALYSIS OF SYNTHETIC AQUIFER TEST

We start by considering a 9 m thick anisotropic aquifer $(K_D = 0.4)$ with horizontal hydraulic conductivity, $K_r = 5.0\times10^{-3}$ m/s specific storage $S_s = 3.0\times10^{-4}$ m^{-1} and specific yield $S_y = 0.322$. Initially, a static water table is situated 2 m below the ground surface. A pumping well discharging at a rate of 60 l/min penetrates the upper 50% of the saturated zone such that $d_d = 0.0$ and $l_d = 0.5$. Water retention and relative hydraulic conductivity are described by the constitutive models of van Genuchten (1980) and Mualem (1976) with parameters $\log\alpha = -1.453$, $\theta_s = 0.375$, $\theta_r = 0.053$ and $\log n = 0.502$ typical of sandy soils (Schaap et al.

2001). Figure 5 shows a least squares fit of our four-parameter exponential models to the latter, yielding parameter estimates $\psi_a = 12$ cm, $\psi_k = 7$ cm, a_k = 8.1 m^{-1}, a_c = 2.9 m^{-1}. Figure 6 compares time drawdowns at dimensionless elevation $z/b = 0.5$ and dimensionless radial distance $r/b = 0.5$ obtained numerically with the STOMP code (Ward et al. 2005) based on van Genuchten – Mualem parameters and our analytical solution with the above best-fit parameters. The agreement is good.

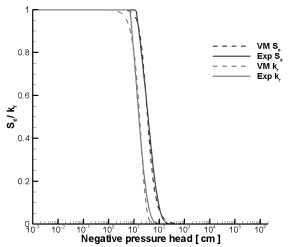


Figure 5. Best fit of our four parameter exponential model to van Genuchten (1980) and Mualem (1976) constitutive models in synthetic case

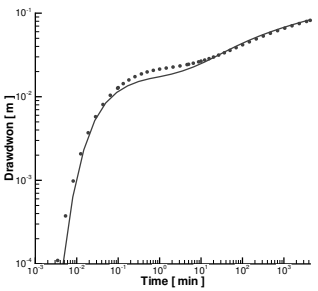


Figure 6. Comparison of numerical and analytical time drawdowns at $z/b = 0.5$ and $r/b = 0.5$ in synthetic case.

5. ANALYSIS OF CAPECOD AQUIFER TEST

We used our solution to analyze drawdown data from a pumping test conducted by Moench et al. (2001) in a Glacial Outwash Deposit at Cape Cod, Massachusetts. We present below preliminary results for 10 observation wells and piezometers lying closest to the pumping well at radial distances not exceeding 26 m. The 10 time-drawdown records were fitted simultaneously to our analytical solution by minimizing the sum of squared differences between them using PEST. A comparison between observed and computed drawdowns corresponding to these 10 records is presented in Figure 7. Table 1 lists the estimated parameters together with those obtained by Moench et al. (2001) and Tartakovsky and Neuman (2007) based on all recorded drawdowns.

Whereas our estimates of hydraulic conductivity and specific storage are similar to those obtained by Moench et al. (2001) and Tartakovsky and Neuman (2007), our specific yield is higher.

The exponential constitutive model parameters $a_c = 0.22$ m^{-1}, $a_k = 1.30$ m^{-1} and $\psi_k - \psi_c = 36.41$ cm in the last raw of Table 1 correspond to van Genuchten (1980) and Mualem (1976) model parameters $\alpha = 0.059$ m^{-1} and $n = 2.14$; the two sets of models are compared in Figure 8.

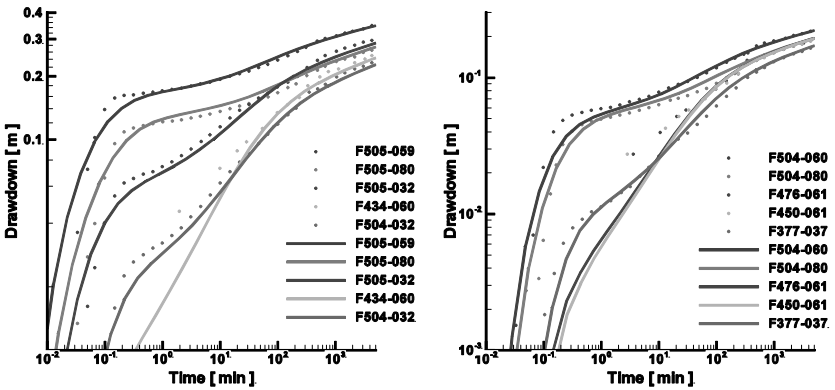


Figure 7. Comparison of simulated (solid lines) and observed drawdowns (dots) at 10 observation wells.

Table 1. Parameters estimates obtained by fitting our solution to 10 drawdown records from observation wells and piezometers closest to the pumping well compared with corresponding estimates by Moench et al. (2001) and Tartakovsky and Neuman (2007).

	K_r (m/s)	K_z (m/s)	S_s (m^{-1})	S_y	a_c (m^{-1})	a_k (m^{-1})	ψ_k - ψ_c (cm)
Moench et al. (2001)	1.17×10^{-3}	7.11×10^{-4}	4.27×10^{-5}	0.26	-	-	-
Tartakvosky and Neuman (2007)	1.02×10^{-4}	8.13×10^{-4}	9.84×10^{-5}	0.18	$\kappa = a_c = a_k = 0.159$		-
This study	1.23×10^{-3}	6.33×10^{-4}	1.04×10^{-4}	0.33	0.22	1.30	36.41

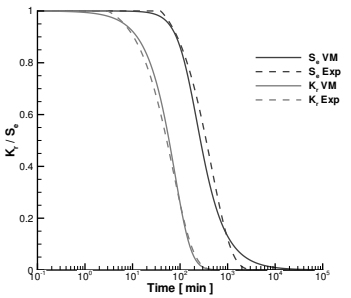


Figure 8. van Genuchten (1980) and Mualem (1976) constitutive models (solid) fitted to exponential constitutive models with parameters in raw 3 of Table 1.

Acknowledgements. This research was supported in part through a contract between the University of Arizona and Vanderbilt University under the Consortium of Risk Evaluation with Stakeholder Participation (CRESP) III, funded by the U.S. Department of Energy.

REFERENCES

Crump, K.S., 1976. Numerical inversion of Laplace transforms using a Fourier series approximation, *J. Assoc. Comput. Mach. 23*, 89–96.

de Hoog, F.R., Knight, J.H., and Stokes, A.N., 1982. An improved method for numerical inversion of Laplace transforms, *SIAM J. Sci. Comput. 3*, 357–366, doi:10.1137/0903022.

Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table, *Soil Sci. 85*, 228–232.

Hantush, M.S., 1964. Hydraulics of wells, *Adv. Hydrosci. 1*, 281–442.

Kroszynski, U.I., and Dagan, G., 1975. Well pumping in unconfined aquifers: The influence of the unsaturated zone, *Water Resour. Res. 11*, 479–490, doi:10.1029/WR011i003p00479.

Mathias, S.A., and Butler, A.P., 2006. Linearized Richards' equation approach to pumping test analysis in compressible aquifers, *Water Resour. Res. 42*, W06408, doi:10.1029/2005WR004680.

Moench, A.F., Garabedian, S.P., and LeBlanc, D.R., 2001. Estimation of hydraulic parameters from an unconfined aquifer test conducted in a glacial outwash deposit, Cape Cod, Massachusetts, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1629*, 69 pp.

Moench, A.F., 2008. Analytical and numerical analyses of an unconfined aquifer test considering unsaturated zone characteristics, *Water Resour. Res. 44*, W06409, doi:10.1029/2006WR005736.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resour. Res. 12*(3), 513 – 522.

Neuman, S.P., 1974. Effects of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed aquifer response, *Water Resour. Res. 10*, 303–312, doi:10.1029/WR010i002p00303.

Schaap, M.G., Leij, F.J., and van Genuchten, M.Th., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions, *Journal of Hydrology 251*, 163-176.

Tartakovsky, G.D., and Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer, *Water Resour. Res. 43*, W01410, doi:10.1029/2006WR005153.

Theis, C.V., 1935. The relationship between the lowering of the piezometric surface and rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Eos Trans. AGU 16*, 519–524.

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.

Ward, A.L., White, M.D., Freeman, E.J., and Zhang, Z.F., 2005. STOMP Subsurface Transport Over Multiple Phase, Addendum: Sparse Vegetation Evapotranspiration Model for the Water-Air-Energy Operational Mode, PNNL 15465, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington.

FORMAL EXPLORATION OF THE COMPLEXITY AND RELEVANCE OF BIOGEOCHEMICAL MODELS THROUGH GLOBAL SENSITIVITY AND UNCERTAINTY ANALYSIS: OPPORTUNITIES AND CHALLENGES

Rafael Muñoz-Carpena* and Stuart J. Muller

Agricultural and Biological Engineering Dept.
University of Florida. 101 Frazier Rogers Hall, PO Box 110570 Gainesville, FL 32611 (EEUU)

Keywords: hydrological processes, hydrological simulation, model interactions, alternate stable states, wetlands

RESUMEN. *La relación entre complejidad e incertidumbre de los modelos de simulación limita su adopción. Mientras que el modelo resulta de la simplificación práctica de la realidad para su estudio o gestión, la propia simplificación introduce incertidumbre en los resultados. Una alternativa a esta limitación sería el aumento de la complejidad del modelo para mejorar la descripción de los procesos. Sin embargo, la incertidumbre en la estructura del modelo no es la única, y ésta se suma otras incertidumbres derivadas de los errores en los datos usados en el modelo, o la variabilidad espaciotemporal del dominio de aplicación del modelo traducido en la incertidumbre de los factores de entrada del modelo. Como resultado, el modelo más complejo, aunque puede producir resultados más exactos, puede tener mayor incertidumbre asociada que limita su relevancia para la aplicación deseada. Mediante la combinación de modelos de estructura flexible definida por el usuario, y técnicas modernas de análisis global de sensibilidad e incertidumbre es hoy posible evaluar formalmente los efectos inesperados del aumento de complejidad de los modelos durante la etapa de diseño y desarrollo del modelo. Se presenta un ejemplo de un modelo biogeoquímico formulado con tres complejidades crecientes para el estudio del fósforo en disolución en el agua superficial de un humedal del Sur de Florida. Los resultados de la evaluación del modelo indican que existe una tendencia clara entre la complejidad del modelo y la sensibilidad de sus parámetros, con un aumento progresivo del efecto de las interacciones con la complejidad, y reducción complementaria de los efectos directos de los parámetros sobre las salidas (carácter aditivo), así como reducción de la incertidumbre global. Un resultado interesante es que sólo mediante el máximo nivel de complejidad es posible reproducir el comportamiento ecológico observado en humedales, caracterizado por dos estados estables (dominado por algas y dominado por macrófitos).*

ABSTRACT. *The relationship between model complexity and uncertainty in model results limits efforts to develop and apply these tools. While models result from the practical simplification of reality for prediction or study purposes, the simplification process introduces limitations in the model results expressed in terms of uncertainty. An alternative to overcome these limitations could be to increase the model complexity to improve the description of the underlying system processes. However, these structural uncertainties combine with those from data errors and intrinsic spatial and temporal variability of the model application domain that translates in input factor uncertainty. As a result, although a more complex model can potentially produce more accurate results, it can also compound additional sources of uncertainties that ultimately limit the relevance of the model for the intended application. Today the combination of modern flexible modeling tools combined with global sensitivity and analysis methods during the model building steps, allows for the formal evaluation of the sometimes unintended impacts of increasing model complexity. An example is presented where a biogeochemical model is build with three increasing complexities to predict the surface water concentration of phosphorus in South Florida wetlands, and the changes in model sensitivity and uncertainty evaluated at each step. The sensitivity analysis results show clear trends of increase in interactions among input factors, with a corresponding reduction in the direct contribution of individual inputs over the output, and a general decrease in uncertainty on the predicted surface phosphorus concentration. Interestingly, the correct representation of observed wetlands bimodal system states (i.e. algae-dominated vs. macrophyte-dominated) requires the maximum complexity level explored.*

1. INTRODUCTION

Our inability to truly validate models of open systems (Oreskes et al. 1994; Konikow and Bredehoeft, 1992) is, at its heart, due to our inability to reproduce the complexity of real systems. Reasons for this include a lack of understanding or capacity to conceptualize complicated systems, the inability to obtain true observations because of measurement uncertainties and heterogeneities in space and time and scale of physical parameters, and the discontinuous nature of numerical solutions that imperfectly reproduce the continuity of reality. The cumulative effect of such limitations is a source of growing unease among developers and users of dynamic simulation models (Manson 2007, 2008; Messina et al. 2008). In particular, there is anxiety about the effects of various sources of uncertainty on model output, and this issue has prompted doubt that the considerable effort going into dynamic system modeling will in fact yield the expected payback in terms of new insights about complex systems (Zadeh, 1973; Ascough et al. 2008). In lieu of true validation, we strive for confidence in model results, which we consider by evaluating the extent of our lack of confidence – the degree of uncertainty associated with a model's results (Naylor and Finger, 1967; Beven, 2006).

Consequently, there is growing interest in evaluating the contributions of model inputs and structural uncertainty (i.e. from model algorithms and design) to the overall uncertainty of model outputs (Beven, 1993; Beven and Binley 1992; Draper, 1995). However, the sources and magnitude of uncertainty and its effect on dynamic model output has not been studied comprehensively (Beven, 2006; Haan et al. 1995; Muñoz-Carpena et al. 2007; Shirmohammadi et al. 2006). The role of uncertainty analysis is to propagate the various uncertainties onto a model output, while sensitivity analysis is used to determine how uncertainty in model output can be apportioned to different sources of uncertainty in the model input (Saltelli et al. 2008). Whereas uncertainty analysis quantifies the overall uncertainty, sensitivity analysis identifies the key contributors to uncertainty; together, they constitute a reliability assessment of a model (Scott, 1996). The sensitivity of a model output to a given input factor has been traditionally expressed in terms of the derivative of the model output with respect to the input variation (Haan et al. 1995). These sensitivity measurements are "local" because they are fixed to a point (base value) or narrow range where the derivative is taken. Local sensitivity indexes are classified as "one-parameter-at-a-time" (OAT) methods, i.e., they quantify the effect of a single parameter by assuming all others are fixed (Saltelli et al. 2004). Local OAT sensitivity indices are efficient only if all factors in a model produce linear, direct (first-order) output responses. However, if changes in the input factors are non-linear and exhibit interaction (higher order) effects on model output responses, an alternative global sensitivity approach is needed (Leamer, 1990), where the entire parametric space of the model is explored simultaneously for all input factors. In complex models, the output response is often non-linear and non-additive, so local OAT techniques are not appropriate, and global techniques that evaluate the input factors of the model concurrently over the whole parametric space must be used. Different types of global sensitivity (Cacuci, 2003; Saltelli et al. 2000, 2004) and uncertainty (Haan, 1989; Shirmohammadi et al. 2006) methods can be selected based of the objective of the analysis.

Given our inability to simulate reality with simplified tools, it is not surprising that more complex models are pursued (Freeze, 1969; Arthur, 1999; Chwif et al. 2000), supported by other factors like the dramatic advances in computing and data acquisition by remote sensing and other automatic methods (Schaller, 1997). However, increasing model complexity has important effects on model uncertainty. Models that are too simple may not capture important processes and cannot be proven to reproduce the measured data patterns for the right reasons (Nihoul, 1994). Although increasing complexity by incorporating more state variables and processes can initially reduce uncertainty, it can have the opposite effect after a certain point (Hanna, 1988; Fisher et al. 2002) (Fig. 1b). This makes identification of a potential "inflection point" important, for it reveals the optimal scale for modeling a system that incorporates sufficient complexity to gain information while avoiding greater uncertainty. Recent work has tried to identify some general relationships between complexity and two components of model uncertainty; error and sensitivity (Snowling and Kramer, 2001) (Fig. 1a). The authors showed that as complexity increases, model error (the difference between measured and simulated results) decreases while model sensitivity (by how much an output changes due to changes in inputs) increases. They based their hypothesis on the general concept that increased complexity, due to the inclusion of more simulated processes, requires fewer simplifying assumptions and provides a more accurate representation of the real system (less structural uncertainty).

Consequently, model error should decrease. Conversely, sensitivity would increase because of the higher number of parameters required by the model to simulate more processes. This hypothesis has been recently corroborated by Lindenschmidt (2006) and Lindenschmidt et al. (2006).

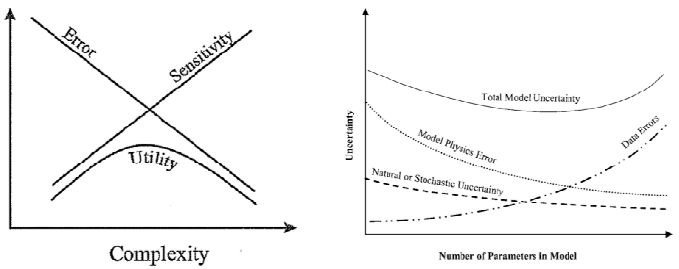


Figure 1: a) Hypothesis relating error and sensitivity to complexity (Snowling and Kramer, 2001); b) Sources of uncertainty in modeling (Hanna, 1988 as cited in Fisher et al. 2002)

However, these works are limited in scope because they have corroborated the proposed relationships only for limited ranges of parameter values centralized around calibrated applications (Snowling and Kramer, 2001; Lindenschmidt, 2006), or based on local OAT sensitivity analysis (Lindenschmidt et al. 2006). To elucidate more general relationships between model complexity and uncertainty, Cox et al. (2006) present a method for systematic simplification of complex models, and Lawrie and Hearne (2007) pursue this using sensitivity analysis.

The growing interest in the issue of complexity and uncertainty is particularly pertinent today because of the recent availability of flexible computational modeling tools, which give the user the opportunity to define the model structure and complexity. The degree of model complexity has previously been largely imposed on model users, and although a choice between potential tools of varying complexity exists, the decision itself is more often a product of other modeling considerations, i.e. the "art of modeling". Model developers are more commonly responsible for choosing a complexity – users more often than not simply have to deal with the consequences. This has been particularly so for mechanistic, numerical models of complex environmental systems, with large, spatially-distributed domains and numerous state variables. Typically, development of such tools is the task of specialists, and is not very amenable to flexibility. Today, the economics of computer code reusability make it seemingly inevitable that the adoption of flexible computational tools will continue to grow. Dynamic systems that can be conceptualized without a spatial domain have had such flexible modeling tools for many years, with popular systems such as STELLA (Doerr, 1996), and found applications in a wide array of fields. Similar flexibility has been pursued with GIS modeling tools (see for example Wesseling et al. 1996). Recently, Jawitz et al. (2008) have developed a flexible tool for spatially-distributed numerical modeling of environmental biogeochemical processes controlling water quality, the Transport and Reactions Simulation Engine (TaRSE). Another driver of increased interest in model complexity is the development of multi-disciplinary integrated models that combine environmental and socio-economic drivers, sometimes through coupling of existing specialty models into a multi-modeling framework that can incorporate larger uncertainty than conventional models (Lindenschmidt et al. 2007).

In this paper we integrate a step-wise model-building approach using global uncertainty and sensitivity analysis to evaluate several sources of uncertainty in order to guide model development across multiple levels of model complexity. Given uncertainty about model input factors, model development closely coupled to global uncertainty and sensitivity analysis can reveal unintended effects not only in terms model sensitiviy and uncertainty, but also precision and capacity of the model to reproduce real, and complicated, system responses.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Global Sensitivity and Uncertainty Analysis Methods

Two state-of-the-art global sensitivity and uncertainty methods were used: the screening method of Morris (1991) and a variance-based method, extended Fourier Amplitude Sensitivity Test (FAST) (Saltelli, 1999) based on the methods proposed by Cukier et al. (1973, 1978) and Koda et al. (1979). A brief summary of each method is given below with more details summarized by Muñoz-Carpena et al. (2007).

The Morris (1991) method, extended by Campolongo and Saltelli (1997), is qualitative in nature and therefore can only be used to assess the relative importance of input factors. A simplified explanation of the method is that the absolute values of the elementary effects for each input factor produces a statistic named μ^* whose magnitude, when compared for all the model input factors, provides the order of importance for each factor with respect to the model output of interest (Campolongo et al. 2007). The standard deviation of the elementary effects, σ, can be used as a statistic indicating interactions of the input factor with other factors and of its nonlinear effects (higher-order effects). For each output of interest, pairs of (μ^*_i, σ_i) for each input factor X_i can be plotted in a Cartesian plane to indicate qualitatively the relative importance of each output (distance from the origin on the X-axis), and its interaction effects (distance from the origin on the Y-axis).

The extended FAST variance-based method provides a quantitative measure of sensitivity of the model output with respect to each input factor, using what is termed as a first-order sensitivity index, S_i, and defined as the fraction of the total output variance attributed to a single input factor). In the rare case of an additive model where the total output variance is explained as a summation of individual variances introduced by varying each parameter alone, $\Sigma S_i = 1$. In addition to the calculation of first order indices, the extended FAST method (Saltelli, 1999) calculates the sum of the first and all higher order indices for a given input factor in what is called a total sensitivity index, S_{Ti}.

$$S_{Ti} = S_1 + S_{1i} + S_{1,jk} \ldots + S_{1\ldots n} \tag{1}$$

Based on equation (1), interaction effects can then be determined by calculating S_{Ti} - S_i. It is interesting to note that μ^* of the Morris (1991) method is a close estimate to the total sensitivity index (S_{Ti}) obtained through the variance-based global sensitivity analysis (Campolongo et al. 2007). Since the extended FAST method uses a randomized sampling procedure, it provides an extensive set of outputs that can be used in the global uncertainty analysis of the model. Thus, probability distribution functions (PDFs), cumulative probability functions (CDFs) and percentile statistics can be derived for each output of interest.

In general, the proposed analysis procedure followed six main steps: (1) probability distribution functions, PDFs, were constructed for uncertain input factors; (2) input sets were generated by sampling the multivariate input distribution, according to the selected global method (i.e., Morris method for the initial screening and extended FAST for the quantitative refining phase); (3) model simulations were executed for each input set; (4) global sensitivity analysis was performed according to the selected method; (5) for the input factors identified as important by the Morris method, steps 2 through 4 were repeated for these factors using FAST to quantify the results; and (6) uncertainty was assessed based on the outputs from the extended FAST simulations by constructing PDFs, cumulative distribution functions (CDFs), and statistics of calculated errors. The Monte-Carlo based software Simlab (Saltelli et al. 2004) was used for multivariate sampling of the input factors and post-processing of the model outputs. Pseudo-random sample sets were created for all the parameters in each of the levels, and for each of the two sensitivity analysis methods; 6 sets in all for the three complexity levels and for the Morris and extended FAST methods. The number of computed runs was selected according to the number of parameters in each complexity level according to Saltelli et al. (2004). Overall, 1,170 Morris and 45,046 FAST simulations were conducted. Simulations were performed using the High Performance Computing Center at the University of Florida.

2.2. Model Description, Application and Selection of Modeling Complexity Levels

Model description RSM:TaRSE

A water quality numerical modeling framework, the Transport and Reactions Simulation Engine (TaRSE), has recently been developed to simulate the biogeochemistry and transport of phosphorus in the Everglades wetlands of south Florida (Jawitz et al. 2008; James et al. 2009). The Comprehensive Everglades Restoration Plan (CERP) is a US$10 billion ecosystem restoration effort, the largest in the world, aimed at restoring historic flows and phosphorus levels to the ecosystem. A significant component of this plan entails modeling the water quality with respect to phosphorus levels, and TaRSE was developed to meet this need.

TaRSE is comprised of two principal modules; one that simulates the advective and dispersive movement of solutes and suspended particulates (the "transport" module) (James et al. 2009), and one that simulates the transfer and transformation of phosphorus between model components (the "reactions" module) (Jawitz et al. 2008). The term "Simulation Engine" refers to the generic nature of the tool; the reactions component has been designed such that the user specifies the state variables of the model and the nature of the equations linking them. State variables are classified as "mobile" if they are to be transported, or "stabile" if they are not. Thus, even though the initial setup of TaRSE is aimed at phosphorus water quality simulations, this flexibility in model structure means it can be easily adapted to different systems, biogeochemical or other. The user selects relations among components based on a suite of equations including zeroth-order, first-order, Michelis-Mentin growth and decay, sorption-desorption kinetics and rule based relations (Jawitz et al. 2008). TaRSE requires that hydrodynamic state variables, stage and velocity, be provided by a coupled hydrologic model. TaRSE employs a triangular mesh to discretize the spatial domain for the Godunov-mixed finite element transport algorithm, but the reactions module is independent of mesh geometry; once the reactions have been simulated and mobile quantities updated within each cell, they are transported.

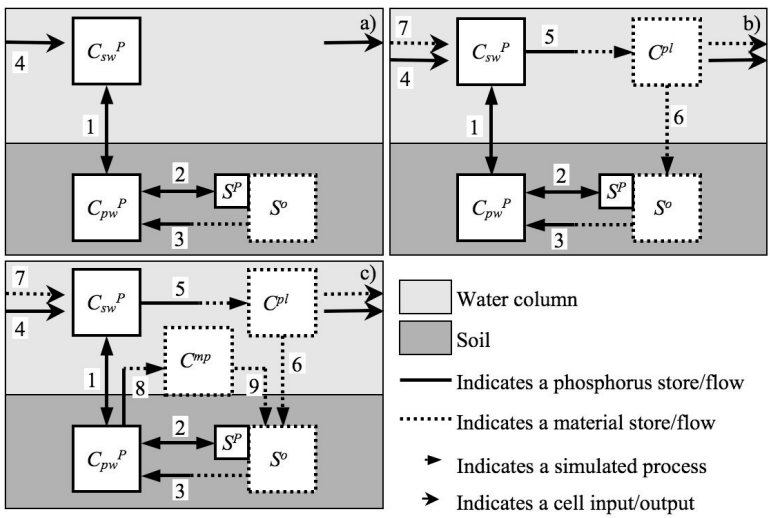


Figure 2. Levels of modeling complexity studied to represent phosphorus dynamics in wetlands. Levels include a) Level 1: interactions between soluble reactive P in water column and soil pore water P, b) Level 2: addition of living plankton; c) Level 3: addition of macrophyte. Notation and details on processes included in each Level is given in Table 1.

Model application

A 1,000 × 200-m flow domain was selected and discretized into 160 equal rectangular triangles (cells). Flow was set from left to right so that the inflow boundary consisted of cells 1, 41, 81 and 122, and the outflow boundary consisted of cells 40, 80, 120, 160. A no-flow boundary was used for the top and bottom (longer) sides of the rectangle. For the purpose of this study, steady state flow conditions were established on a standard rectangular mesh to exclude any influence of transient velocities, spatial heterogeneity. Constant velocities of 500, 100 and 10 m/d across the domain were fixed with an average water depth of 1.0 m.

Levels of Complexity

Three models of increasing complexity were created (Fig. 1a-c). Following the recommendations of Chwif et al. (2000), complexity was progressively added to the model in an organized and step-wise fashion. Each new complexity level correlated to the addition of one new state variable and the associated processes relating the variable to the existing system. No other conditions were changed; the range and distribution of parameters that were common across complexities were held constant, as were the scale, initial and boundary conditions, and hydrodynamics of the system. Consequently, any changes observed in the sensitivity dynamics can be attributed to the effects of the additional model complexity. Table 1 lists the state variables and processes that appeared in each complexity level. For full details of the model equations and numerical solutions see Jawitz et al. (2008).

Table 1. Process description for the increasing levels of complexity studied

Process	Levels	Key, fig. 2	Affected variables	Process equation
Diffusion	1, 2, 3	1	Surface water SRP concentration (mobile), C_{sw}^{P} (g/m^3) Soil porewater SRP concentration (stabile), C_{pw}^{P} (g/m^2)	$\frac{dC_{sw}^{P}}{dt} = \frac{k_{df}}{z_w z_{df}}\left(C_{pw}^{P} - C_{sw}^{P}\right)$
Sorption-desorption	1, 2, 3	2	Soil porewater SRP concentration (stabile), C_{pw}^{P} (g/m^2) Soil adsorbed P mass (stabile), S^{P} (g/m^2)	$\frac{dS^{P}}{dt} = \frac{\rho_b k_d}{\theta}\frac{dC_{pw}^{P}}{dt}$
Oxidation of organic soil	1, 2, 3	3	Soil porewater SRP concentration (stabile), C_{pw}^{P} (g/m^2) Organic soil mass (stabile), S^{o} (g/m^2)	$\frac{dS^{o}}{dt} = -k_{ox} S^{o}$
Inflow/outflow of surface water SRP	1, 2, 3	4	Surface water SRP concentration (mobile), C_{sw}^{P} (g/m^3)	
Uptake of SRP through plankton growth	2, 3	5	Surface water SRP concentration (mobile), C_{sw}^{P} (g/m^3) Plankton biomass concentration (mobile), C^{pl} (g/m^3)	$\frac{dC^{pl}}{dt} = k_g^{pl} C^{pl}\left(\frac{C_{sw}^{P}}{C_{sw}^{P} + k_{½}^{pl}}\right)$
Settling of plankton	2, 3	6	Plankton biomass concentration (mobile), C^{pl} (g/m^3) Organic soil mass (stabile), S^{o} (g/m^2)	$\frac{dC_{sw}^{pl}}{dt} = k_{st}^{pl} C_{sw}^{pl}$
Inflow/outflow of suspended particulates (plankton)	2, 3	7	Plankton biomass concentration (mobile), C^{pl} (g/m^3)	
Uptake of porewater SRP through macrophyte growth	3	8	Soil porewater SRP concentration (stabile), C_{pw}^{P} (g/m^2) Macrophyte biomass (stabile), C^{mp} (g/m^2)	$\frac{dC^{mp}}{dt} = k_g^{mp} C^{mp}\left(\frac{C_{pw}^{P}}{C_{pw}^{P} + z_{ds}\theta k_{½}^{pl}}\right)$
Senescence of macrophytes and subsequent deposition	3	9	Macrophyte biomass (stabile), C^{mp} (g/m^2) Organic soil mass (stabile), S^{o} (g/m^2)	$\frac{dC^{mp}}{dt} = -k_{sn}^{mp} C^{mp}$

2.3. Parametrization of input factors across complexity levels

We selected the application of TaRSE without prior calibration, using input base values based on the most frequent values for the testing area and the largest range possible based on literature values. This allows testing the model's theoretical validity across a wide range of possible scenarios as a necessary step in the development process, prior to evaluation of its performance for a particular application (Saltelli et al. 2000). Results from the

global sensitivity and uncertainty analyses were evaluated to ensure the consistency of the simulation results with the conceptual model and that nonsensical ones did not emerge, thus testing the model quality.

The field scale ambient variability of many inputs has been reported to be adequately modeled with log-normal distributions (Haan et al. 1998; Jury et al. 1991; Loáiciga et al. 2006). When there is a lack of data to estimate the mean and standard deviation for such PDFs, the (beta) β-distribution can be used as an acceptable approximation (Wyss and Jørgensen, 1998). When only the range and a base (effective) value are known, a simple triangular distribution can be used (Kotz and van Dorp, 2004). Finally, a uniform distribution is recommended in cases where values are assumed equally distributed along the entire parametric range.

The input parameters used in the analysis of TaRSE (Table 2) were assigned ranges and probability distributions based on an extensive literature review that can be found in Jawitz et al. (2008). Since the goal of this initial work was a general model investigation, rather than a specific study of its application to a particular site, the modeled domain selected was a generic rectangular area and parameter ranges were selected to cover all physically realistic values for Floridian wetlands; the target area of the model. Given the wide range of physical sites and conditions that the data from such an all-encompassing approach include, and that values were based on reviewed literature rather than directly derived from sets of data, the more general β-distribution was selected for parameters typically characterized by Gaussian distributions. Consequently, all parameters except for transverse and longitudinal dispersivity (λ_t and λ_l, respectively) were described using β-distributions; dispersivity is related to the composition of the physical system (that is, vegetation density, domain dimensions, velocity, and so forth) rather than natural variation, and the probability of the different values within their range were considered to be constant, and accordingly allocated a uniform distribution.

Table 2. Probability distributions of model input factors used in the global sensitivity and uncertainty analysis

Parameter definition	Nomenclature	Process no. (fig 2)	Distribution	Units	Input present in		
					L1	L2	L3
Coefficient of diffusion	k_{df}	1	β (7×10^{-10}, 4×10^{-9})	m^2/s	x	x	x
Coefficient of adsorption	k_d	2	β (8×10^{-6}, 11×10^{-6})	m^3/g	x	x	x
Soil porosity	θ	2	β (.7, 0.98)	Unitless	x	x	x
Soil bulk density	ρ_b	2	β (.05, 0.5)	Unitless	x	x	x
Soil oxidation rate	k_{ox}	3	β (.0001, 0.0015)	1/d	x	x	x
P mass fraction in organic soil	X_{so}^P	3	β (.0006, 0.0025)	Unitless	x	x	x
Longitudinal dispersivity	λ_l	4	U (70, 270)	m	x	x	x
Transverse dispersivity	λ_t	4	U (70, 270)	m	x	x	x
Plankton growth rate	k_g^{pl}	5	β (.2, 2.5)	1/d		x	x
Plankton half saturation constant	$k_{1/2}^{pl}$	5	β (.005, 0.08)	g/m^3		x	x
Plankton settling rate	k_{st}^{pl}	6	β (2.3×10^{-7}, 5.8×10^{-6})	m/s		x	x
P mass fraction in plankton	X_{pl}^P	6	β (.0008, 0.015)	Unitless		x	x
Macrophyte growth rate	k_g^{mp}	8	β (.004, 0.17)	1/d			x
Macrophyte half saturation constant	$k_{1/2}^{mp}$	8	β (.001, 0.01)	g/m^3			x
Macrophyte senescence rate	k_{sn}^{mp}	9	β (.001, 0.05)	1/d			x
P mass fraction in macrophytes	X_{mp}^P	9	β (.0002, 0.005)	Unitless			x

Several outputs were selected for the analysis, accounting for each of the model's state variables at each complexity level. For outputs of mobile quantities, averages across the outflow domain were calculated at the end of the simulation period. For stabile quantities, outputs were expressed as the difference between the initial and final value of averages across the entire domain. Table 1 describes the state-variables that were also selected as model outputs in the global sensitivity and uncertainty analyses.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Effects of Complexity of Model Sensitivity

Figures 3a-i depict the trends in the results from the Morris method analysis for the soluble reactive P in the surface water, C_{sw}^{P}, the output generally considered to be of greatest interest in management of water quality for the Everglades Restoration in South Florida.

Firstly, as the complexity increases, the relative location of input factors in the μ^*-σ plane changes. At lower complexities (Levels 1-2) inputs are found closer to the μ^*-axis (almost never approaching, and never exceeding, the 1:1 line). For all outputs at Level 3, the parameters are generally above the 1:1 (shaded triangle in each graph) and associated with proportionally higher σ-values. Higher σ-values denote role of interactions among input factors. Secondly, as the complexity increases, especially at Level 3, progressively more parameters are drawn out into the μ^*-σ plane. Since the important parameters are distinguished from the unimportant by their relative distance from the origin, this result indicates that more parameters become relatively important as complexity increases, or conversely that fewer parameters are uniquely important. This is a root cause of non-identifiability (Beven, 1993; Beven and Binley, 1992; Beck, 1987)

The sensitivities of C_{sw}^{P} to different parameters at different complexities shows the changing role of certain parameters as others are added. In Level 1 we see that soil parameters k_{ox}, k_{df}, ρ_b and X_{so} are the most important parameters. For Level 2, plankton in the water column was added to the model, and parameters associated with plankton growth (k_g^{pl} and $k_{1/2}^{pl}$) become the most important, though k_{ox} and X_{so} still appear important. With the addition of macrophytes for Level 3 it becomes difficult to separate obviously important parameters. Instead, because of the increased role of interactions, the majority of the model parameters become noteworthy. The lack of any consistency between complexities is indicative of the impact of each subsequent increase in complexity and the associated state variable and processes. While it may be feasible to calibrate a model to fit to surface water P data without a plankton component, clearly the absence of such a component is questionable when it is so clearly important when included. Similarly, the strong influence of a macrophyte component on the results indicates that the omission of this component could undermine the validity of results for this output.

Quantitave results from the variance-based extended FAST confirm that the percentage of total variance attributed to first order effects decreases with increasing complexity (Fig. 4). Conversely, interactions rise sharply, as suggested by the Morris method results. This is consistent across the different model outputs.

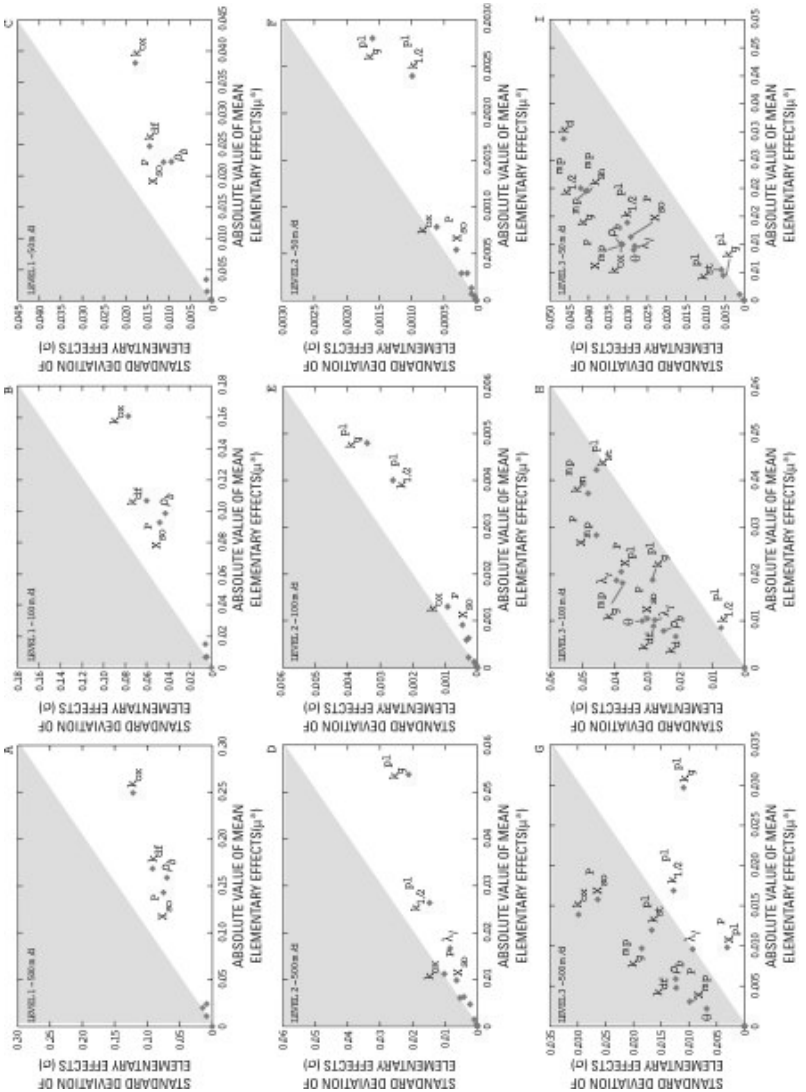


Figure 3. Morris method global sensitivity analysis results for surface-water soluble reactive phosphorus outflow ($C_{sw}{}^{P}$) across complexity levels and velocities tested.

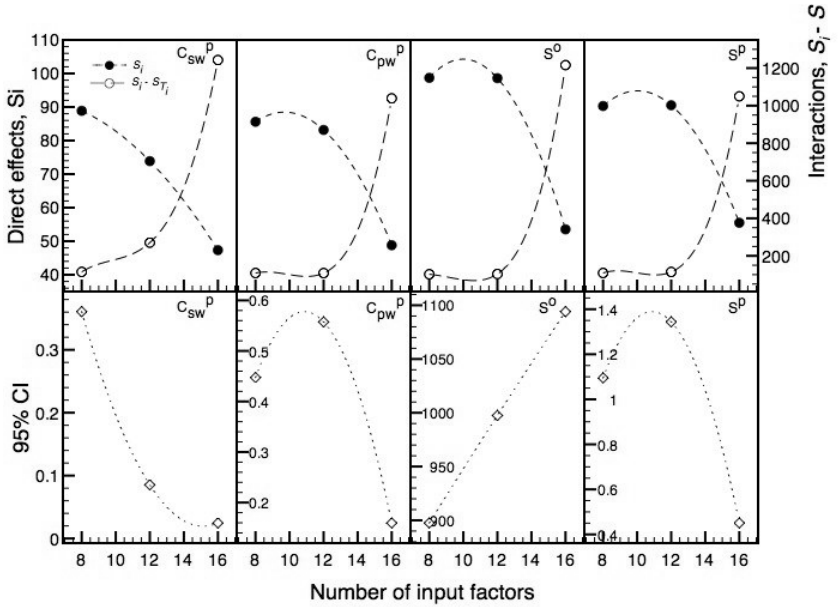


Figure 4. Changes in probability distributions of model outputs with increasing levels of complexity.

3.2. Effects of Complexity of Model Uncertainty

Some of the uncertainty (95% confidence interval, CI) results (Fig. 4) seem to question the Hanna (1988) conceptual trends (Fig. 1), indicating that these are not always as simple and monotonic as proposed. In fact, this is explainable because the first of the outputs presented (soluble P in the water) is an integrative output of the model where all system components participate to produce the final outcome. For this, the expected reduction of uncertainty holds. For the other intermediate outputs (see Fig. 2), the effects of increasing complexity are not received in the same way (that sub-component might not be affected by the added complexity in other parts of the model and thus no impact would be expected).

Fig. 5 depicts the changes of the output PDFs across complexity levels for the same output, from the simpler leptokurtic distribution of the lower complexity level (represented by the lower number of input factors), platykurtic at the intermediate level, ending up with a bimodal distribution combining the further platykurtic nature of the first equilibrium point with a strongly leptokurtic end-point. The sharp leptokurtic end-point corresponds to conditions when die-off of macrophyte is caused by their explosive growth that results in draining of porewater P at a rate faster that diffusion or oxidation can supply it back to the system. In this case, macrophytes outcompete and eliminate the effect of the other system components so that no P net-reduction between inflow and outflow is obtained. The platykurtic area represents conditions for which macrophytes are suppressed and mimics that of Level 2 complexity (with no macrophytes), where phytoplankton dominates the surface water system dynamics.

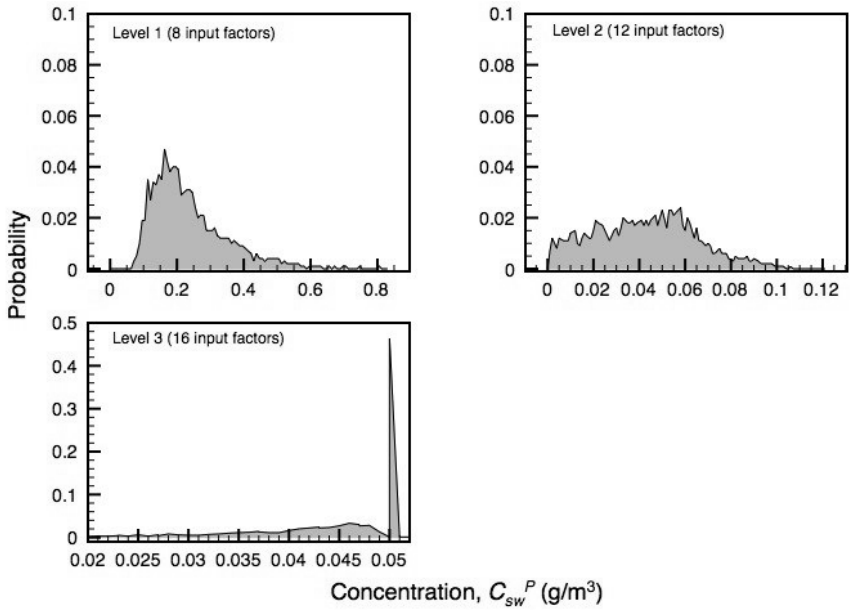


Figure 5. Changes in probability distributions of the model output with increasing levels of complexity.

Interestingly, the two system states offered by the Level 3 correspond with observed stable states in wetland systems (Beisner et al. 2003; Scheffer, 1990; Scheffer et al. 1993), i.e. algae (phytoplankton)-dominated state represented by the platykurtic PDF area, vs. macrophyte-dominated state represented by the sharp leptokurtic area. Given the wide range conditions explored (represented by the wide range of input factors PDF), we expect to capture both states of the system. However, this was only achieved at complexity Level 3. This clearly indicates that additional model complexity is required to capture the complicated, but real, behavior of the system, and that the lower levels might not appropriate in this context.

4. OPPORTUNITIES AND CHALLENGES

Important questions remain after the analysis presented above. Does Level 3 represent the optimum system description? Can this optimum be determined? Are there other equally optimal model formulations? Although answers to these questions fall, at least in part, into the subjective realm of the "art of modeling", the tools presented here offer the modeler the opportunity of understanding the tradeoffs, some unexpected, introduced by increasing the complexity of the system description in the models. We suggest that today we are at a better position to unravel the complexity vs. relevance conundrum than in 1973 when L. Zadeh presented his "*principle of incompatibility*" (Zadeh, 1973):

"... the conventional quantitative techniques of system analysis are intrinsically unsuited for dealing with humanistic systems or, for that matter, any system whose COMPLEXITY is comparable to that of humanistic systems. The basis for this contention rests on what might be called the "principle of incompatibility". Stated informally, the essence of this principle is that as the complexity of a system increases, our ability to make

precise and yet significant statements about its behavior diminishes until a threshold is reached beyond which precision and significance (or RELEVANCE) become almost mutually exclusive characteristics..."

Acknowledgements. The first author wants to thank his colleagues Profs. Stephen G. Perz and Greg. A. Kiker for the stimulating discussions that resulted in distilling some of the concepts contained in this paper. Funding for the original modeling work was received from the U.S. Geological Survey and South Florida Water Management District. The authors acknowledge the University of Florida, High-Performance Computing Center for providing computational resources and support that have contributed to the research results reported within this paper. URL: http://hpc.ufl.edu

REFERENCES

Arthur, W.B., 1999. Complexity and the economy. *Science 284*(5411), 107-109.

Ascough, J.C., Maier, H.R., Ravalico, J.K., and Strudley, M.W., 2008. Future research challenges for incorporation of uncertainty in environmental and ecological decision-making. *Ecological Modelling 219*, 383-399.

Beck, M.B., 1987. Water-quality modeling – A review of the analysis of uncertainty. *Water Resources Research 23*(8), 1393-1442.

Beisner, B.E., Haydon, D.T., and Cuddington, K., 2003. Alternative stable states in ecology. *Front. Ecol Environ. 1*(7), 376-382.

Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modeling. *Advances in Water Resources 16*(1), 41-51.

Beven, K., 2006. On undermining the science? *Hydrol. Process. 20*, 1-6.

Beven, K., and Binley, A., 1992. The future of distributed models – model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes 6*, 279-298.

Campolongo, F., and Saltelli, A., 1997. Sensitivity analysis of an environmental model: an application of different analysis methods. *Reliability Engineering and System Safety 57* (1), 49-69.

Campolongo, F., J. Cariboni and A. Saltelli, 2007. An effective screening design for sensitivity analysis of large models. *Environmental Modelling and Software 22*, 1509-1518.

Chwif, L., Barretto, M., and Paul, R., 2000. On simulation model complexity. *Proceedings of the 32nd conference on Winter simulation*, 449-455.

Cacuci, D.G., 2003. *Sensitivity and Uncertainty Analysis, Volume 1: Theory* (Hardcover), Boca Raton, FL: Chapman & Hall/CRC.

Cox, G.M., Gibbons, J.M., Wood, A.T.A., Craigon, J., Ramsden, S.J., and Crout, N.M.J., 2006. Towards the systematic simplification of models. *Ecological Modeling 198*, 240-246.

Cukier, R. I., Fortuin, C. M., Schuler, K. E., Petschek, A. G., and Schaibly, J.H., 1973. Study of the sensitivity of coupled reaction systems to uncertainties in rate coefficients: I. Theory. *J. Chem. Phys. 59*(8), 3873-3878.

Cukier, R.I., Levine, H.B., and Schuler K.E., 1978. Nonlinear sensitivity analysis of multiparameter model systems. *Journal of Computational Physics 26*, 1-42.

Doerr H.M., 1996. Stella ten years later: A review of the literature. *International Journal of Computers for Mathematical Learning 1*(2), 201-224.

Draper, D., 1995. Assessment and propagation of model uncertainty. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Methodological) 57*(1), 45-97.

Fisher, B.E.A., Ireland, M.P., Boyland, D.T., and Critten, S.P., 2002. Why use one model? An Approach for encompassing model uncertainty and improving best practice. *Environmental Modeling and Assessment 7*, 291-299.

Freeze, R.A., 1969. The mechanism of natural groundwater recharge and discharge: 1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system. *Water Resources Res. 5*, 153-171.

Haan, C.T., 1989. Parametric uncertainty in hydrologic modeling. *Transactions of ASAE 32*, 132-146.

Haan, C.T., Allred, B., Storm, D.E., Sabbagh, G.J., and Prabhu, S., 1995. Statistical procedure for evaluating hydrologic/water quality models. *Transactions of ASAE 38*(3), 725−733.

Haan, C.T., Storm, D.E., Al−Issa, T., Prabhu, S., and Sabbagh, G.J., 1998. Effect of parameter distributions on uncertainty analysis of hydrologic models. *Transactions of ASAE 41*(1), 65−70.

Hanna, S.R., 1988. Air quality model evaluation and uncertainty. *Journal of the Air Pollution Control Association 38,* 406-442.

James, A.I., Jawitz, J.W., and Muñoz-Carpena, R., 2009, *Development and Implementation of a Transport Method for the Transport and Reaction Simulation Engine (TaRSE) based on the Godunov-Mixed Finite Element Method*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009-5034, 40 p.

Jawitz, J.W., Muñoz-Carpena, R., Muller, S., Grace, K.A., and James A.I., 2008. *Development, Testing, and Sensitivity and Uncertainty Analyses of a Transport and Reaction Simulation Engine (TaRSE) for Spatially Distributed Modeling of Phosphorus in South Florida Peat Marsh Wetlands*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5029, 109 p.

Jury, W.A., Gardner, W.R., and Gardner, W.H., 1991. *Soil physics*, New York, John Wiley & Sons, 328 p.

Koda, M., McRae, G.J., and Seinfeld, J.H., 1979. Automatic sensitivity analysis of kinetic mechanisms. *International Journal of Chemical Kinetics 11*, 427-444.

Konikow, L.F., and Bredehoeft, J.D., 1992. Groundwater models cannot be validated. *Advances in Water Resources 15*(1), 75-83.

Kotz, S., and van Dorp, J.R., 2004. *Beyond Beta*, Singapore, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 283 p.

Loáiciga, H.A., Yeh, W.W.-G., Ortega-Guerrero, M.A., 2006. Probability density functions in the analysis of hydraulic conductivity data. *Journal of Hydrologic Engineering 11* (5), 442-450.

Lawrie, J., and Hearne, J., 2007. Reducing model complexity via output sensitivity. *Ecological Modelling 207* (2-4), 137-144.

Leamer E. E., 1990. "Let's take the con out of econometrics" and "Sensitivity Analysis would help", in *Modelling Economic Series*, C.W.J. Granger, Ed., Oxford, Clarendon Press.

Lindenschmidt, K., 2006. The effect of complexity on parameter sensitivity and model uncertainty in river water quality modelling. *Ecological Modelling 190* (1-2), 72-86.

Lindenschmidt, K., Fleischbein, K., and Baborowski, M., 2007. Structural uncertainty in a river water quality modelling system. *Ecological Modelling 204* (3-4), 289-300.

Lindenschmidt, K., Wodrich, R., and Hesse, C., 2006. The Effects of Scaling and Model Complexity in Simulating the Transport of Inorganic Micropollutants in a Lowland River Reach. *Water Quality Research Journal of Canada 41* (1), 24-36.

Manson, S.M., 2007. Challenge in evaluating models of geographic uncertainty. *Environment and Planning B: Planning and Design 34*, 245-260.

Manson, S.M., 2008. Does scale exist? An epistemological scale continuum for complex human-environmental systems. *Geoforum 39*, 776-788.

Messina, J.P. Evans, T.P., Manson, S.M. Shortridge, A.M., Deadman, P.J. and Verburg, P.H., 2008. Complex systems models and the management of error and uncertainty. *Journal of Land Use Science 3*(1), 11-25.

Morris, M.D., 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometric 33*, 161-174.

Muñoz-Carpena, R., Zajac, Z., and Kuo, Y., 2007. Global Sensitivity and Uncertainty Analyses of the Water Quality Model VFSMOD-W. *Transactions of the ASAE 50* (5), 1719-1732.
Naylor, T.H., and Finger, J.M., 1967. Verification of computer simulation models. *Management Science 14* (2), B92-B101.
Nihoul, J., 1994. Do not use a simple model when a complex one will do. *Journal of marine systems 5* (6), 401-406.
Oreskes, N., Shraderfrechette, K., and Belitz, K., 1994. Verification, validation, and confirmation of numerical-models in the earth-sciences. *Science 263* (5147), 641-646.
Saltelli, A., 1999. Sensitivity analysis: Could better methods be used? *J. Geophys. Res. 104*(D3), 3789-3793.
Saltelli, A., Tarantola, S., Campolongo, F., and Ratto, M., 2004. *Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to assessing Scientific Models*. John Wiley and Sons, Chichester.
Saltelli, A., Tarantola, S., and Campolongo, F., 2000. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science, 15* (4), 377-395.
Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboni, J., Gatelli, D., Saisana, M., and Tarantola, S., 2008. *Global Sensitivity Analysis: The Primer*. Wiley-Interscience: Chichester(UK).
Schaller, P.R., 1997. Moore's Law: Past, present, and future. *IEEE Spectrum 34*(6), 52-58.
Scheffer, M. 1990. Multiplicity of stable states in freshwater systems. *Hydrobiologia 200*(1), 475-486
Scheffer, M., Hosper, S.H., Meijer, M.-L., Moss, B., and Jeppesen, E., 1993. Alternative equilibria in shallow lakes. *Trends in Ecology & Evolution 8*(8), 275-279.
Shirmohammadi, A., Chaubey, I, Harmel, R.D., Bosch, D.D., Muñoz-Carpena, R., Dharmasri, C., Sexton, A., Arabi, M., Wolfe, M. L., Frankenberger, J., Graff, C., and Sohrabi, T.M., 2006. Uncertainty in TMDL models. *Transactions of ASABE 49*, 1033-1049.
Snowling, S., and Kramer, J., 2001. Evaluating modelling uncertainty for model selection. *Ecological Modelling 138*(1-3), 17-30.
Wesseling, C.G., van Deursen, W.P.A., and Burrough, P.A., 1996. *A spatial modelling language that unifies dynamic environmental models and GIS*. In Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, NM, January 21-26, 1996. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis.
Wyss, G.D., and Jørgensen, K.H., 1998. *A user guide to LHS: Sandia's Latin hypercube sampling software*. Albuquerque, N.M., Sandia National Laboratories Technical Report SAND98-0210, p. 1-140.
Zadeh, L.A., 1973. Outline of a new approach to the analysis of complex systems and decision processes. *IEEE Trans. Syst. Man. and Cybern. 3*, 28-44.

LA BIODEGRADACIÓN DE HIDROCARBUROS Y SU APLICACIÓN EN LA BIORREMEDIACIÓN DE SUELOS

Anna Maria Solanas

Departamento de Microbiología
Facultad de Biología
Universidad de Barcelona
Diagonal 645, 08028 Barcelona
asolanas@ub.edu

Palabras Clave: biodegradación, hidrocarburos, biorremediación, zona no saturada, ensayos de tratabilidad

RESUMEN. *Se describe el proceso microbiano de biodegradación de hidrocarburos y los factores que lo condicionan como base científica para su aplicación en la tecnología de la biorremediación y se destaca la importancia de llevar a cabo ensayos de tratabilidad previos a la implementación en el campo. Se presentan dos casos de biorremediación de dos suelos contaminados por aceites minerales y por creosota. Se describen los resultados obtenidos en los ensayos de tratabilidad y los obtenidos en su implantación en el campo. En el suelo contaminado por aceites minerales se aplicó la tecnología "in situ" del bioventeo y en el suelo contaminado por creosota se aplicó la tecnología de la biopila dinámica. Finalmente se discuten algunos aspectos críticos que deben tenerse en cuenta durante la investigación.*

ABSTRACT. *The microbial process of biodegradation of hydrocarbons, the factors which determine the scientific bases of the technology of the bioremediation and the importance to carry out the treatability assays before the implementation in the field are described. Two cases of bioremediation on two soils contaminated by mineral oils and by creosote are presented. The results obtained in the treatability assays as well as its application in the field are described. In the soil contaminated by mineral oils the technology of bioventing was applied and in the soil contaminated by creosote the technology was a dynamic biopila. Finally, some critical points needed of research are discussed.*

1. INTRODUCCIÓN

La biorremediación es una tecnología basada en la utilización de los microorganismos y su potencial degradador para eliminar los contaminantes del medio, mediante su transformación en productos inocuos como el CO_2 y el H_2O. De entre todos los tipos de contaminantes, los hidrocarburos son los que han mostrado mejores resultados en la aplicación de la tecnología de la biorremediación (Rosenberg et al. 1992). A continuación se describe el proceso microbiano de degradación de hidrocarburos, los factores que lo condicionan y su aplicación en la biorremediación de la zona no saturada del suelo.

Dado que los productos petrolíferos son mezclas complejas de hidrocarburos y derivados, la biodegradación es selectiva ya que los microorganismos no degradan por igual las distintas familias de hidrocarburos (Alexander, 2004). Después de una biorremediación pueden quedar concentraciones residuales de algunos hidrocarburos. Se describen nuevas estrategias para disminuir estas concentraciones y se plantea la necesidad de revisar que la concentración de estos hidrocarburos residuales no sea el único criterio para establecer su descontaminación.

2. LA BIODEGRADACIÓN MICROBIANA DE HIDROCARBUROS

Cuando hablamos de biodegradación microbiana de hidrocarburos nos referimos al hecho de que los microorganismos pueden crecer a expensas de la utilización de estos compuestos químicos. Aunque pueda sorprendernos que un organismo sea capaz de alimentarse a expensas de compuestos tan extraños para el ser humano como el benceno, naftaleno o el pireno, las investigaciones llevadas a cabo por geoquímicos y microbiólogos nos ofrecen una explicación. Observando los sucesos que han ocurrido a lo largo de los tiempos geológicos desde la formación de la Tierra hasta nuestros días, vemos que los microorganismos están en la tierra desde hace más de tres mil millones y medio de años, mientras que los organismos superiores desde hace menos de mil millones de años y el hombre desde hace sólo 6 millones de años, un instante a escala de tiempos geológicos.

En la actualidad ya no se discute que el petróleo y, por lo tanto, sus componentes mayoritarios, los hidrocarburos, tienen su origen en los compuestos que forman parte de los organismos, los denominados compuestos biogénicos. Una sucesión de reacciones químicas, ocurridas a altas temperaturas y durante

millones de años, que los geoquímicos engloban con el término de procesos diagenéticos y catagenéticos, ha conducido a la conversión paulatina de estas estructuras biogénicas en hidrocarburos. En lugares donde se han encontrado hidrocarburos, se ha podido demostrar la existencia en etapas geológicas anteriores de organismos que poseían en sus células compuestos biogénicos como el pigmento eritroafina o el alcaloide veratramina. Este fenómeno supone que los microorganismos, capaces de crecer en sus orígenes solamente a expensas de compuestos biogénicos, como los azúcares o las proteínas, han ido conviviendo a lo largo de millones de años con una serie de compuestos orgánicos que finalmente han dado lugar a los componentes de los crudos de petróleo actuales. A lo largo de millones de años, han sido seleccionados enzimas que han aparecido por mutación o intercambio genético en determinados microorganismos capaces de metabolizar los hidrocarburos. Ahora sí podemos entender que los microorganismos hayan desarrollado las capacidades necesarias para metabolizar los hidrocarburos y por el contrario presenten mayores dificultades en degradar pesticidas o explosivos, productos sintetizados por el hombre, y que a escala de los tiempos geológicos sólo haría un instante que están en la tierra. Para algunos de estos compuestos, denominados xenobióticos, los microorganismos, pese a su rápida adaptación a nuevas situaciones, podrían no haber sintetizado todavía los enzimas necesarios.

3. FACTORES QUE CONDICIONAN LA BIODEGRADACIÓN DE HIDROCARBUROS

Existen tres grupos de factores que condicionan la biodegradación microbiana de hidrocarburos, los relacionados con las características del producto petrolífero, los relacionados con el medio y los relacionados con los microorganismos presentes en el emplazamiento (Alexander, 2004). Si bien los microorganismos pueden degradar una parte importante de un crudo de petróleo, tienen preferencias por algunos hidrocarburos. Recordemos que los crudos de petróleo están formados por cuatro familias de compuestos o fracciones: los hidrocarburos alifáticos, los hidrocarburos aromáticos, las resinas y los asfaltenos. Los microorganismos degradan con facilidad los hidrocarburos lineales de la fracción alifática, especialmente los que contienen menos de 28 carbonos, aunque se han llegado a describir biodegradaciones de hidrocarburos de hasta 44 carbonos. Los isoprenoides, y los hidrocarburos cíclicos o nafténicos son degradados más lentamente que los lineales. Respecto a los hidrocarburos aromáticos, a medida que aumenta el número de anillos y los substituyentes alquilo, por tanto, su peso molecular, aumenta su resistencia a la biodegradación (Prince,2005). Otro aspecto importante relacionado con las características de los productos petrolíferos son su hidrofobicidad y su facilidad para adsorberse en partículas del suelo como las arcillas o absorberse o en la materia orgánica. Estos fenómenos, así como la difusión en microporos dan lugar a una disminución de su biodisponibilidad hacia los microorganismos que deben degradarlos.

El medio donde se encuentra el contaminante debe proporcionar las mejores condiciones a los microorganismos para que su actividad metabólica sea la adecuada para degradar los hidrocarburos. En el caso de los hidrocarburos, aunque existen microorganismos que pueden degradarlos anaeróbicamente, sabemos que el metabolismo más eficaz es el aeróbico por lo que la presencia de oxígeno será un requisito imprescindible. En el caso de la zona no saturada del suelo, una variable muy importante es la humedad que deberá encontrar un valor óptimo entre aquel que requieren los microorganismos para su metabolismo y el que permita una buena aireación.

La transformación ideal de los hidrocarburos por parte de los microorganismos es la mineralización, que supone que el microorganismo utiliza el contaminante como substrato de crecimiento. Pensemos que los hidrocarburos sólo contienen carbono (C) e hidrógeno (H), mientras que una célula microbiana contiene C, nitrógeno (N), fósforo (P), además de otros micronutrientes, en unas proporciones determinadas. Para que el microorganismo pueda crecer a expensas de los hidrocarburos deberá disponer en el medio de las proporciones necesarias de N y de P además del C y H. Es por ello que en medios pobres en N y P se necesitará suplementar con nutrientes o fertilizantes.

Por lo que respecta a los factores relacionados con los microorganismos, se define el período de aclimatación como aquel tiempo que requieren las poblaciones microbianas presentes en un emplazamiento para empezar a degradar los contaminantes. En este sentido, se conocen distintos factores que pueden disminuir o aumentar este tiempo pero en términos generales están relacionados con el historial de contaminación del emplazamiento. Si la contaminación es remota los microorganismos están muy adaptados a la presencia de los contaminantes y pueden dar una respuesta rápida a una bioestimulación sin prácticamente un período de aclimatación. En el caso de contaminaciones accidentales, este período podría alargarse. Sin embargo, cabe señalar que en el caso de la contaminación por hidrocarburos, al tratarse de unos contaminantes prácticamente omnipresentes, pensemos en su presencia en la atmósfera, se ha podido constatar que se encuentran microorganismos degradadores de hidrocarburos en prácticamente cualquier emplazamiento.

4. FASES EN LA APLICACIÓN DE LA TECNOLOGÍA DE LA BIORREMEDIACIÓN

Cuando se nos plantea un caso de suelo contaminado se deben llevar a cabo una serie de etapas. Cada una de ellas deberá llevarse a cabo por distintos profesionales interrelacionados: geólogos, químicos, microbiólogos e ingenieros. A título de resumen deben cumplirse las siguientes etapas. En primer lugar se debe realizar una investigación exhaustiva del emplazamiento en relación con los contaminantes y en relación con el tipo de suelo. En segundo lugar, se deben realizar unos ensayos de tratabilidad a nivel de laboratorio, seguidos si es factible de un ensayo piloto para finalmente implantar la tecnología escogida que irá acompañada de un buen control de seguimiento.

¿Que son los ensayos de tratabilidad o factibilidad? Para llevar a cabo un tratamiento de biorremediación eficaz, se deben cumplir unos requisitos y se deben identificar con anterioridad los factores específicos que condicionan el proceso. Mediante la realización de experimentos a nivel de laboratorio, denominados ensayos de tratabilidad, podremos conocer, para cada emplazamiento, las características microbiológicas, edafológicas y fisicoquímicas, así como la influencia de distintos parámetros (O_2, nutrientes, etc.) antes de implementar cualquier tecnología de biorremediación. Nuestro grupo ha diseñado un protocolo (Sabaté et al., 2004) que hemos aplicado con éxito a distintos emplazamientos.

En algunos casos puede existir reticencia en llevar a cabo estos análisis, tanto por parte de los propietarios como de las empresas adjudicatarias. En la mayoría de los casos el propietario exige una acción inmediata por cuestiones de tiempo y la adjudicataria de la descontaminación puede pensar erróneamente, que ya ha adquirido suficiente experiencia como para obviar la fase de laboratorio y llevar a cabo una acción determinada teniendo en cuenta escenarios parecidos. Sin embargo, los ensayos de tratabilidad representan una parte muy pequeña de los costes totales de recuperación de cualquier emplazamiento y la información que pueden proporcionar es fundamental. Puede abaratar el coste final y lo que es más importante, aumentar las posibilidades de éxito. Por ello, es necesario no escatimar ni tiempo ni recursos en esta fase del proyecto.

Nuestros ensayos de tratabilidad están estructurados en dos fases y pretenden responder en el mínimo tiempo posible dos cuestiones fundamentales. La primera: ¿es factible llevar a cabo una biorremediación en este emplazamiento? Si la respuesta es afirmativa, los ensayos posteriores pretenden encontrar las condiciones óptimas para que la biorremediación alcance los mejores resultados posibles. En resumen, el objetivo de los ensayos de tratabilidad es evaluar el nivel y la actividad de las poblaciones microbianas presentes, evaluar la biodegradabilidad de los contaminantes presentes por parte de las poblaciones microbianas indígenas y, finalmente, encontrar aquellas condiciones medioambientales que permitan optimizar la actividad metabólica de las poblaciones microbianas responsables de la eliminación de los contaminantes.

5. ESTRATEGIAS Y EJEMPLOS DE BIORREMEDIACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA

Los tipos de intervención en la aplicación de la tecnología de la biorremediación pueden ser “in situ”, cuando el tratamiento del suelo se realiza sin excavar, y “ex situ” cuando se lleva a cabo la excavación del suelo. Cuando este suelo excavado se trata en el mismo emplazamiento le llamaríamos “on site” y si se lleva a una planta de tratamiento “off site”.

Las tecnologías existentes se agrupan en dos modalidades: la biorremediación intrínseca o atenuación natural monitorizada y la biorremediación dirigida. La primera modalidad, está basada en los procesos físicos, químicos y biológicos que conducen a la disminución de la concentración de los contaminantes presentes de forma natural sin ninguna intervención exterior. En este caso se llevará a cabo un seguimiento del proceso que permita constatar que se está produciendo una disminución de la contaminación. La biorremediación dirigida consiste en provocar una bioestimulación de las poblaciones microbianas indígenas. ¿Pero a qué nos referimos cuando hablamos de bioestimulación? Aquí debemos recordar lo enunciado anteriormente en relación a los factores que condicionan la biodegradación microbiana de los hidrocarburos. Suministro de oxígeno, mantenimiento de la humedad óptima, garantizar la presencia de las cantidades necesarias de N y P y que los contaminantes estén mayoritariamente biodisponibles, serán las principales acciones que podemos llevar a cabo en función de los resultados obtenidos en los ensayos de tratabilidad.

Sin embargo, en algunos emplazamientos con contaminación reciente las poblaciones presentes en el emplazamiento o no están capacitadas para metabolizar el contaminante o están en una proporción tan baja que no responden a los bioestimulantes. En estos casos, se hace necesario la inoculación o siembra de microorganismos que haremos crecer en el laboratorio. Cuando se utiliza esta estrategia, hablamos de biorrefuerzo. Estos inóculos, pueden estar formados por cepas puras o cultivos mixtos de microorganismos (consorcios) que pueden ser de diseño o naturales. Sin embargo, tal como hemos mencionado anteriormente, en el caso de la contaminación por hidrocarburos, dada la presencia mayoritaria de microorganismos degradadores de hidrocarburos, la inoculación de microorganismos de

laboratorio no suele mejorar la biodegradación alcanzada por los microorganismos del propio emplazamiento (Sabaté et al., 2004; Viñas et al., 2005).

Existen distintas tecnologías de biorremediación para la zona no saturada de un suelo. Cuando no se lleva a cabo la excavación del suelo se aplica la estrategia denominada de bioventeo (*bioventing*) basado en el suministro de aire u oxígeno acompañado o no del suministro de nutrientes u otros agentes bioestimulantes mediante pozos y rasas. Cuando se lleva a cabo la excavación del suelo, la tecnología es la biopila, la cual puede ser estática o dinámica según sea la tecnología empleada para suministrar el oxígeno. En cuanto a estrategias microbiológicas se puede optar por un proceso de degradación aeróbico mesófilo o por el compostaje. Para pequeñas cantidades de suelo se puede optar por el suelo resuspendido en medio líquido en biorreactores.

A continuación se describen dos ejemplos de biorremediación de dos suelos contaminados por aceites minerales y creosota llevados a cabo por nuestro grupo de investigación en la provincia de Barcelona en colaboración con la empresa TQMA S.L. y la Junta de Residuos de la Generalitat de Cataluña. Se han escogido estos dos casos como representantes de distintas tipologías de productos petrolíferos. En los aceites minerales abunda la fracción alifática de hidrocarburos y la creosota está formada únicamente por hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAPs). En el caso del suelo contaminado por aceites minerales el suministro de oxígeno, una humedad entre el 40 y el 60% y la adición de nutrientes y glucosa se mostró como el tratamiento más eficaz en los ensayos de tratabilidad. Dado que se llevó a cabo una biorremediación "in situ" y que el tratamiento con aireación y humedad óptima presentó una buena biodegradación aunque más lenta, se llevó a cabo un ensayo piloto sólo con aireación mediante la tecnología del bioventeo.

En la Figura 1 podemos observar el emplazamiento y la situación de los pozos de inyección y de control cuya sección se observa en la Figura 2. Se suministró aire mediante la instalación de un soplador (Fig. 3a) y se llevaron a cabo respirometrías mediante sondas colocadas en los piezómetros (Fig. 3b) y determinación de las concentraciones de O_2 y CO_2 (Fig. 3c).

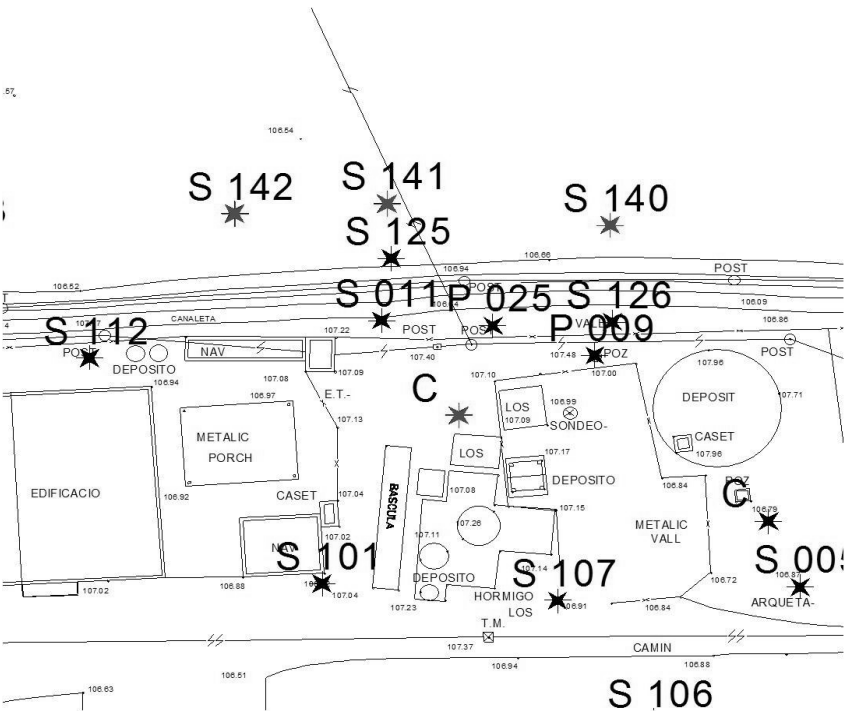


Figura 1. Emplazamiento y situación de los pozos de inyección y control.

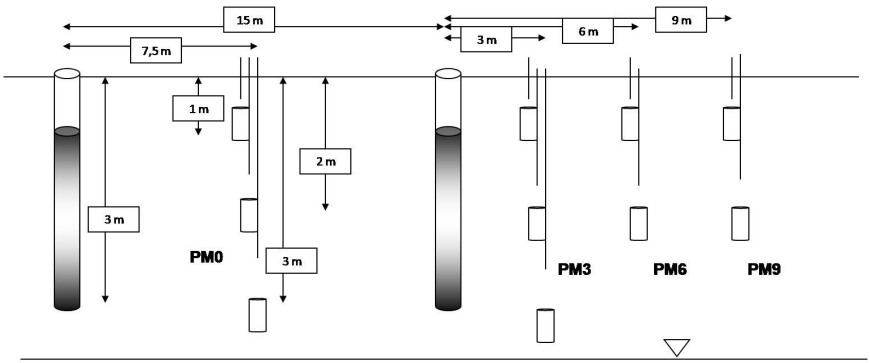


Figura 2. Esquema del perfil de situación de los pozos de inyección (sombreados) y de las sondas de control (PM0, PM3, PM6 y PM9).

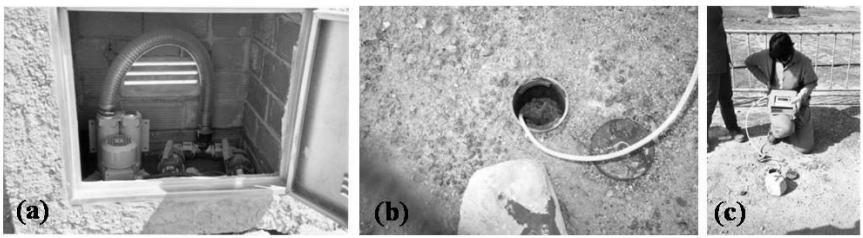


Figura 3. Ensayo piloto mediante la tecnología del bioventeo. (a) soplador, (b) sonda en piezómetro, (c) determinación de O_2 y CO_2.

Los resultados mostraron unas reducciones del orden del 90% después de 7 meses de tratamiento, situando los niveles post-tratamiento por debajo de las 1.000 ppm, a excepción de 3 muestras que presentaban valores de 2.000 ppm. Estas muestras corresponden a los de mayor contaminación inicial (12.000 ppm). Debido a la inyección de aire, parte de la contaminación pudo haber sido eliminada mediante volatilización, principalmente en las zonas colindantes a los pozos de aireación. Para evaluar este efecto se determinaron las concentraciones de volátiles en el subsuelo en distintos puntos y momentos del tratamiento, y se realizó una evaluación teórica de la fracción volatilizada frente a la fracción degradada. Los resultados estiman que la proporción obtenida fue de 1:10 (1 fracción volatilizada por cada 10 degradadas). Así, el proceso dominante en el tratamiento fue la biodegradación.

..En relación al suelo contaminado por creosota, se partió de unas concentraciones de hidrocarburos totales del petróleo (TPH) de 8000 ppm, de los cuales el 90% eran HAPs. Las fuentes inorgánicas de nitrógeno estaban en una proporción molar C:N de 1100:1, inferior a la óptima. El pH era neutro-básico, favorable para procesos de biodegradación, con una elevada población microbiana degradadora de HAPs (8×10^5 NMP g-1 suelo) que representaba un 12% de la población heterótrofa total. Una vez comprobado que el suelo contaminado con creosota presentaba una notable población microbiana degradadora de HAPs, metabólicamente muy activa y bioestimulable, y que la matriz contaminante era biodegradable en las condiciones fisicoquímicas del suelo, se procedió a la segunda fase del estudio de tratabilidad. En esta fase se evaluó, en microcosmos, el efecto de diferentes factores fisicoquímicos y biológicos en la biodegradación de la creosota, la dinámica y la estructura de las poblaciones microbianas implicadas y la ecotoxicidad del suelo durante el proceso de biorremediación.

Los HAPs de dos y tres anillos fueron, ampliamente, degradados durante los primeros 45 días, con la misma tasa de degradación en todos los tratamientos. La biodegradación de benzo(a)antraceno y criseno (4 anillos) fue significativamente mayor en el tratamiento sin nutrientes y, finalmente, no se observó una biodegradación significativa de HAPs de 5 o más anillos en ninguno de los tratamientos (Fig. 4).

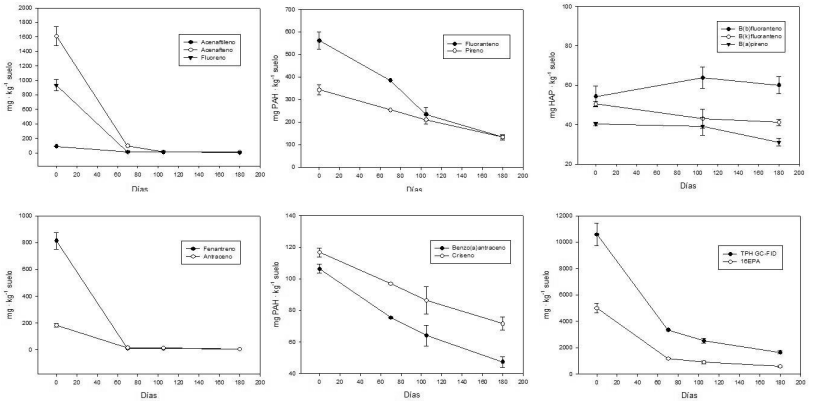


Figura 4. Cinéticas de degradación de los HAPs individuales y de los TPH, así como de los 16 HAPs de la EPA en conjunto.

Para analizar el efecto de los diferentes tratamientos de biorremediación en las poblaciones microbianas heterótrofas y degradadoras de HAPs, se llevó a cabo una enumeración de las poblaciones total heterótrofa y degradadora de HAPs. En los tratamientos de bioestimulación con adición de nutrientes ambas poblaciones aumentaron entre 2 y 3 órdenes de magnitud en los primeros 21 días. Sin embargo, en la bioestimulación sin adición de nutrientes las poblaciones microbianas incrementaron de forma más gradual, con un aumento de 1 a 2 órdenes de magnitud. Pero lo que nos pareció más sorprendente es que en este tratamiento la proporción degradadora de HAPs, con respecto a la heterótrofa total, alcanzó valores superiores al 50% durante el periodo comprendido entre los 90 y los 200 días, con un máximo del 100% en el día 135. Sin embargo, en el tratamiento con nutrientes no cambió la proporción de degradadores respecto a la que presentaba el suelo inicial y el no tratado, durante todo el periodo de incubación (12-24%).

Estos resultados reforzaban los resultados que habíamos obtenido en los descensos de los HAPs diana y ponían de manifiesto que la no adición de nutrientes permitía el crecimiento de una población más lenta pero más especializada en la degradación de HAPs de mayor tamaño molecular. Por el contrario, la adición de nutrientes inicial provocaba un aumento de una flora microbiana de rápido crecimiento pero no tan especializada. Este resultado lo consideramos muy interesante y aporta una información muy novedosa al campo de la biorremediación de hidrocarburos de alto peso molecular. La adición inicial de nutrientes y a las proporciones que frecuentemente se recomiendan (C:N:P 100:10:4) es excesiva y debería hacerse en etapas más tardías del proceso y de manera fraccionada.

A la luz de estos resultados se decidió llevar a cabo una experiencia piloto mediante la tecnología de una biopila dinámica. El suelo escogido fue de la segunda zona de almacenaje, cerca de donde los sondeos habían señalado una mayor contaminación. Se procedió a la extracción del suelo con una pala excavadora (Fig. 5a) que posteriormente era depositado en un camión remolque y trasladado a la zona escogida para la construcción de la biopila cercana a la zona de creosotado. A medida que se iba construyendo la biopila, se fueron colocando una serie de tubos de PVC flexibles para poder determinar la concentración de oxígeno en zonas profundas y así poder determinar la frecuencia de volteo (Fig. 5b). Se determinaron las concentraciones de O_2 y CO_2 de manera superficial (20-25 cm de la superficie) y también en el interior del sistema. También se procedió al riego para llegar a una humedad óptima del 60% y posteriormente se cubrió con una tela (Fig. 5c).



Figura 5. Construcción y control de una biopila dinámica con un suelo contaminado con creosota. (a) excavación del suelo contaminado, (b) biopila con cubierta, (c) determinación de O_x y CO_2.

Durante todo el proceso se llevaron a cabo determinaciones de oxígeno, anhídrido carbónico (parámetro de indicación de actividad microbiana) y de humedad para que siguieran siendo óptimos, tanto a nivel de superficie como del interior de la biopila. Se observó que a partir de los 15-20 cm de la superficie, el suelo preservaba una buena humedad. Para mantener estos niveles óptimos se procedió al volteo y riego de la biopila, en intervalos de tiempo no superiores a las tres semanas. En una misma fecha se realizaban dos volteos y dos riegos para conseguir una óptima homogenización del sistema.

El control para mantener los niveles de oxígeno y de humedad en valores próximos a los óptimos permitió que el proceso de biodegradación llegara a valores elevados. Al final del tratamiento, el porcentaje de degradación de los TPH llegó al 85% y por lo que a los 16 HAPs de la EPA se refiere se consiguió un 89% de degradación respecto al día 0. Observando las cinéticas de eliminación de cada uno de los HAPs diana se pudieron prever distintos comportamientos. Los HAPs de tres anillos (fenantreno y antraceno) se degradaron totalmente. Los HAPs de 4 anillos (fluoranteno, pireno, criseno y benzo(a)antraceno) se continuarían degradando hasta que dejaran de estar disponibles. Por último, los HAPs de 5 anillos prácticamente no se degradaron y únicamente el benzo(a)pireno pasados 105 días presentó una ligera disminución.

En relación con los HAPs de 5 anillos cuyas concentraciones al final del proceso suelen presentar valores que superan los niveles genéricos de referencia (NGR) establecidos, se deberían tener en cuenta que estos HAPs de elevado peso molecular tienen una biodisponibilidad muy baja debido a procesos de adsorción a partículas del suelo y de absorción con la materia orgánica y esta baja biodisponibilidad afecta también su toxicidad.

Esta última consideración pudo ser confirmada con los ensayos de toxicidad aguda realizados. Los resultados obtenidos con el test de Microtox (Fig. 6) nos indicaron que mientras inicialmente el suelo presentaba una toxicidad elevada, durante el proceso de bioremediación fue disminuyendo hasta poder ser considerado no tóxico.

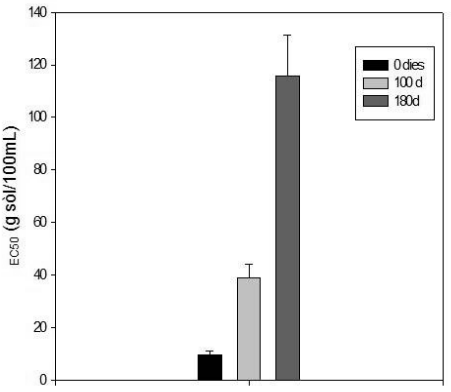


Figura 6. Evolución de la EC50 a lo largo del proceso de bioremediación en la biopila dinámica (Microtox de lixiviados del suelo).

A la vista de estos resultados se puede evidenciar que los valores absolutos de las concentraciones de los HAPs, no pueden ser el único criterio para establecer el nivel de contaminación puesto que factores como la biodisponibilidad y la toxicidad pueden ser importantes como parámetros complementarios a los NGR.

6. NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN EN LA BIOREMEDIACIÓN DE SUELOS CONTAMINADOS POR HIDROCARBUROS

Aunque como se ha dicho anteriormente la biorremediación aplicada a emplazamientos contaminados por hidrocarburos suele conducir a resultados muy satisfactorios, todavía quedan algunos aspectos por abordar en la investigación. Aspectos relacionados con la falta de biodisponibilidad y la recalcitrancia de algunos HAPs de elevado peso molecular sugieren nuevas estrategias.

En relación a la falta de biodisponibilidad, mientras se conoce muy bien el comportamiento de los tensoactivos en medio líquido, donde se han obtenido muy buenos resultados (Abalos et al., 2004), su comportamiento en medio sólido está sujeto a interacciones mucho más complejas y los resultados obtenidos hasta la actualidad muestran resultados contradictorios (Volkering et al. 1998).

En relación a la biodegradación de HAPs de elevado peso molecular, existe un grupo de microorganismos que ofrece muchas expectativas. Se trata de los hongos ligninolíticos cuyos exoenzimas peroxidasas y lacasas pueden oxidar estos substratos. Sin embargo, mientras que se pueden llevar a cabo la eliminación de estos substratos en medio líquido, la colonización de estos hongos en suelos contaminados ofrece ciertas dificultades. Un mejor conocimiento de los parámetros que condicionan esta colonización debería permitir su aplicación exitosa en la biorremediación de suelos con elevadas concentraciones de estos contaminantes.

Finalmente, otro aspecto necesario de discusión e investigación se refiere a los parámetros que se usan para establecer cuándo un suelo está descontaminado. En primer lugar se debería homogeneizar y controlar las metodologías de análisis de los TPH ya que pueden existir resultados muy dispares entre laboratorios. En segundo lugar, los valores absolutos de la concentración de los hidrocarburos en un suelo no debería ser el único parámetro para establecer que un suelo está descontaminado. El fenómeno de la falta de biodisponibilidad de los hidrocarburos más pesados y recalcitrantes y el seguimiento de la toxicidad deberían ser incluidos en los programas de seguimiento.

7. REFERENCIAS

Abalos, A., M. Viñas, J. Sabaté, M. A. Manresa, y A. M. Solanas, 2004. Enhanced Biodegradation of Casablanca Crude Oil by A Microbial Consortium in Presence of a Rhamnolipid Produced by Pseudomonas aeruginosa AT10. Biodegradation 15:249-260.

Alexander, M., 2004. Biodegradation and bioremediation. Academic Press.

Prince, R. C., 2005. Petroleum Microbiology. p. 317-336. Olivier, B. And Margot, M. Eds. American Society of Microbiology Press, Washington DC.

Rosenberg, E., R. Legmann, A. Kushmaro, R. Taube, E. Adler, y E. Z. Ron, 1992. Petroleum bioremediation– a multiphase problem. Biodegradation 3: 337-350.

Sabaté, J., M. Viñas, y A. M. Solanas, 2004. Laboratory-scale bioremediation experiments on hydrocarbon-contaminated soils. International Biodeterioration and Biodegradation 54, 19-25.

Viñas, M., J. Sabaté, M. J. Espuny, y A. M. Solanas, 2005. Bacterial community dynamics and PAHs degradation during bioremediation of a heavily creosote-contaminated soil. Applied and Environmental Microbiology. 71: 7008-7018.

Volkering, F., A. M. Breure, y W. H. Rulkens, 1998. Microbiological aspects of surfactant use for biological soil remediation. Biodegradation. 8:401-417.

ÁREA TEMÁTICA I

ESTUDIOS BÁSICOS SOBRE LA ABSORCIÓN DEL AGUA Y LA ABSORCIÓN DE SUBSTANCIAS EN EL CONJUNTO SUELO PLANTA

PROPIEDADES FÍSICAS E HIDRÁULICAS DE LA ZNS EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL

H. Aguilera, L. Moreno, E. Jiménez, A. De la Losa y S. Castaño

Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (España).
e-mail: h.aguilera@igme.es, l.moreno@igme.es, e.jimenez@igme.es, a.delalosa@igme.es, s.castano@igme.es

Palabras clave: Absorción Capilar, Conductividad Hidráulica a Saturación, Curvas de Retención, Densidad Aparente, Infiltración, Repelencia.

RESUMEN. *Se describen las características físicas del suelo más relevantes: densidad aparente, porosidad, conductividad hidráulica a saturación, capacidad de infiltración, curvas de retención de humedad, tasa de humectación capilar y repelencia al agua de cinco tipos funcionales de suelo descritos en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. Los resultados obtenidos indican elevadas capacidades generalizadas de infiltración en condiciones de campo pero también de retención de humedad. El contenido y tipo de materia orgánica se perfila como el factor más determinante a la hora de caracterizar las propiedades físicas de cada material tipo, ya que su presencia favorece la infiltración, pero propicia también la aparición de repelencia, que inhibe la absorción capilar, especialmente en la turba.*

ABSTRACT. *Soil most relevant physical properties are described: bulk density, porosity, hydraulic conductivity at saturation, infiltration capacity, moisture retention curves, wetting rate and soil water repellency of five soil functional types described in the Tablas de Daimiel National Park. Results show high infiltration capacities under field conditions but also high moisture retention. Content and type of organic matter seems to be the most important factor for characterizing physical properties of each soil material, because it favours infiltration but also the occurrence of soil water repellency which inhibits capilar absorption, particularly in peat.*

1. INTRODUCCIÓN

La inversión del gradiente hidráulico en el entorno del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (PNTD), provocado, principalmente, por la explotación intensiva del acuífero de la Mancha occidental y el consiguiente descenso de los niveles freáticos, ha favorecido la aparición de una ZNS generalizada y ha convertido al Parque en una extensa zona de recarga (Moreno et al. 2007). Este hecho hace que las aguas que llegan al PNTD tienden a infiltrarse rápidamente, con lo que aumenta el riesgo de desecación (agravado por el cambio climático) y el de contaminación de las aguas subterráneas. En este contexto parece inmediato preguntarse qué papel representa la ZNS como almacén y modulador del flujo de agua, nutrientes y contaminantes hacia la zona saturada. El objetivo de este trabajo se centra en la caracterización de las propiedades físicas más relevantes de los suelos que forman la ZNS del PNTD (capacidad de infiltración, conductividad hidráulica a saturación, porosidad eficaz, densidad aparente, curvas de retención de humedad, repelencia y tasa de humectación capilar).

Como unidades elementales de trabajo se han definido unos tipos funcionales de suelos en el PNTD (Figura 1) atendiendo a criterios de comportamiento hidráulico (Aguilera et al. 2009). Se han descrito cuatro tipos principales con propiedades físico-químicas diferenciadas: ovas (sedimentos carbonatados de origen biogénico), arcillas (de origen heredado y fluvial), limos (lechos fluviales) y turba (acumulación de materia orgánica en condiciones reductoras). Las propiedades que caracterizan cada tipo están determinadas, en primer lugar por el material original que ha formado el suelo, pero a este dominio litológico se superponen otros factores, principalmente la antropización (desecación, compactación) y la edafización, que pueden llegar a dominar sobre el control litológico. En este sentido, se han distinguido las ovas limpias, situadas en zonas de tablazo abierto sin cobertera vegetal debido a las labores de siega anual de carrizo, de las ovas edafizadas o “sucias”, que presentan

un menor grado de compactación y un mayor contenido en materia orgánica en superficie, procedente principalmente, de la descomposición del carrizo. También se consideran de forma independiente las zonas de alternancias de ovas limpias y turba, aunque los análisis de propiedades físicas se han llevado a cabo para cada material por separado.

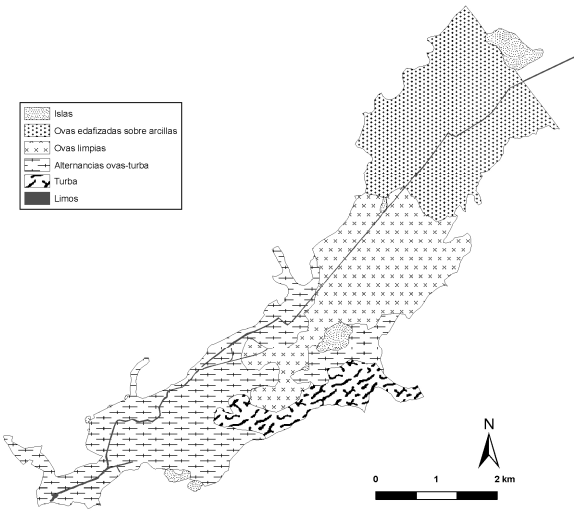


Figura 1. Tipos funcionales de suelo definidos dentro del límite del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (PNTD).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los ensayos de infiltración se llevaron a cabo entre enero y abril de 2008 utilizando un infiltrométro de anillo simple de acero de 33 cm de diámetro y 40 cm de altura. En total se realizaron 43 ensayos (al menos 6 por tipo de suelo) en superficie a carga constante de entre 10 y 12 cm. Los valores de la conductividad hidráulica a saturación se han obtenido a partir del análisis de la cinética de infiltración experimental mediante el método de ajuste de Wu et al. (1999). Tras representar los valores de infiltración acumulada con respecto al tiempo de cada ensayo, ajustando el tramo final a una recta (condición de saturación del medio), se calcula la conductividad hidráulica a saturación, K_s, a partir de la siguiente ecuación:

$$K_s = A/(a*f) \quad (1)$$

Donde A es la pendiente de la recta de ajuste, a es una constante adimensional determinada empíricamente (a = 0.9084) y f un factor que depende de las dimensiones del cilindro y que se calcula mediante las siguientes expresiones:

$$f = ((H+1/\alpha) / (d+r/2)) + 1 \quad (2)$$

Siendo d la profundidad de inserción del cilindro (cm), r el radio del anillo de infiltración (cm), H la carga de agua en el cilindro y α un parámetro que depende del tipo de material. Para los materiales ensayados en este estudio se han tomado los valores de $\alpha = 0{,}36$, aplicable a arenas, arena margosa y arena fina, y $\alpha = 0{,}04$, válido para texturas más arcillosas (Elrick and Reynolds, 1992).

La caracterización de la repelencia al agua de los materiales del suelo se ha obtenido a partir de muestras alteradas recogidas en bolsas de polietileno. Para determinar el grado de repelencia se ha utilizado el "Test del Tiempo de Penetración de la Gota de Agua" (WDPT en sus siglas en inglés), a partir de Dekker y Jungerius (1990). El test consiste en observar el tiempo medio que tardan en infiltrar varias gotas de agua destilada añadidas sobre la superficie de una muestra de suelo. Si las gotas infiltran el suelo en menos de 5 segundos se le considera humectable (Tabla 1).

Las determinaciones en laboratorio de densidad aparente y porosidad eficaz, curvas de retención hídrica, permeabilidad saturada y tasa de humectación se han realizado sobre muestras inalteradas de 100 cm^3 tomadas en abril y mayo de 2008 con una sonda manual Eijkelkamp empleando cilindros de acero normalizados.

La densidad aparente se ha determinado por gravimetría sobre el suelo secado en estufa a 105 ºC durante 16-24 horas (Van Reeuwijk, 2002), empleando al menos 3 réplicas para cada tipo de material.

Las determinaciones de los puntos de las curvas de retención hídrica, o curvas pF, se han realizado empleando el método del recipiente de tensión hídrica para valores de pF ≤ 2,7 (caja de arena y caja de arena/caolín) y el método de la membrana a presión para valores de pF ≥ 3,0 (cámara de Richards). El contenido hídrico de la muestra en equilibrio a cada valor de pF se determina gravimétricamente. Se han empleado 3 réplicas para cada tipo de suelo.

Las medidas en laboratorio de la K_s se han realizado con un permeámetro de laboratorio (Eijkelkamp, modelo 09.02) con capacidad para 5 muestras (valores de carga entre 0,4 y 1,9 cm).

El procedimiento para determinar la tasa de humectación capilar del suelo consiste en aplicar una carga constante de aproximadamente -2.5 cm a las muestras inalteradas mientras un equipo registra de forma continua el incremento de peso debido a la absorción de agua. El ensayo se repite tras secar las muestras a distintas temperaturas (25, 65 y 105 C°) para observar el efecto del secado (ej. aparición de repelencia).

La caracterización de repelencia y tasa de humectación del suelo se ha realizdo en los laboratorios del Alterra Research Centre de la Universidad de Wageningen (Holanda); el resto de ensayos en el Departamento de Edafología de la Universidad Complutense de Madrid.

Tabla 1. Grados de repelencia al agua de un suelo en base al test WDPT.

Clas	Tiempo de permanencia de la gota	Grado de repelencia
1	< 5 s	Humectable
2	5–60 s	Ligera
3	60–600 s	Fuerte
4	600–3600 s	Severa
5	>1 h	Extrema

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Ensayos de infiltración

Los datos de velocidad de infiltración observados en los ensayos fueron posteriormente ajustados a los modelos empíricos de Horton y el de Kostiakov modificado (Figura 2). El modelo de Horton describe la capacidad de infiltración en base a una ecuación exponencial (Horton, 1940):

$$f = fc + (fo - fc)\, exp(- k \cdot t) \quad (3)$$

Donde f es la capacidad de infiltración en mm, fc es la capacidad de infiltración final, es decir, al concluir el ensayo, fo la inicial, k es un parámetro de ajuste (h^{-1}) y t es el tiempo (h). El modelo de Kostiakov modificado es de tipo potencial (Smith, 1972):

$$f = fc + a \cdot t^{-b} \quad (4)$$

Siendo en este caso a y b coeficientes empíricos de ajuste. Con los dos modelos se han obtenido bondades de ajuste muy satisfactorias, con R^2 superiores a 0,6 en todos los casos y a 0,8 en el 82% de los ensayos. Sin embargo, el modelo de Kostiakov no consigue estimar adecuadamente la capacidad de

infiltración final, fc, en los casos en que el descenso inicial en la velocidad de infiltración es brusco (Figura 2), obteniéndose valores nulos o incluso negativos. Según Mbagwu (1994), este modelo es adecuado para casos de flujo horizontal (donde el efecto de la gravedad es prácticamente nulo), resultando ineficiente para expresar flujos verticales.

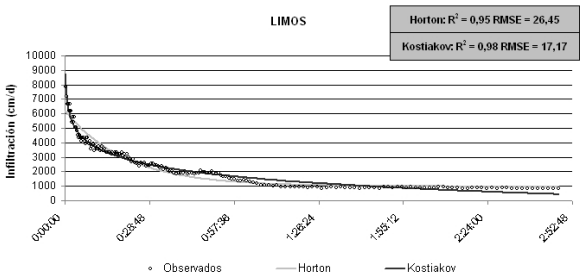


Figura 2. Ejemplo de ajuste de un ensayo de infiltración sobre limos a los modelos de Horton y Kostiakov, con los correspondientes valores del coeficiente de determinación (R^2) y error cuadrático medio (RMSE).

En la Figura 3 se observa como la turba y las ovas edafizadas, los dos tipos funcionales con mayor contenido en materia orgánica (Aguilera et al. 2009), son los que muestran los valores medios y de dispersión más elevados para la capacidad de infiltración final. La importancia del contenido en materia orgánica parece evidente si se compara la fc de las ovas edafizadas con la de las ovas limpias, mucho menor, aunque también hay que tener en cuenta otros factores como son la estructura del suelo (presencia de grietas y raíces en zonas de turba y ovas edafizadas) o la compactación del terreno producida por la siega de carrizo en zonas de ovas limpias. En general, los valores observados son muy altos, presentando las arcillas, lógicamente, las capacidades de infiltración más pequeñas. Destacar la menor dispersión en los materiales con mayor densidad aparente (Tabla 2).

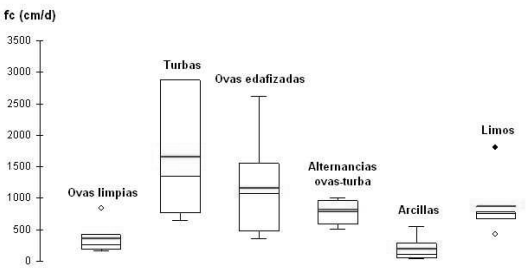


Figura 3. Diagramas de cajas de la distribución obtenida a partir de los datos de los ensayos de infiltración de las capacidades de infiltración final de cada tipo funcional de suelo del PNTD.

En la Figura 4 se muestra uno de los ajustes realizados a los datos de infiltración para estimar la conductividad hidráulica a saturación según el método de Wu et al. (1999). Los valores medios de K_s obtenidos para los diferentes tipos de suelo según este método se muestran en la Tabla 2, resultando sensiblemente inferiores a los de las capacidades de infiltración medias de la Figura 3.

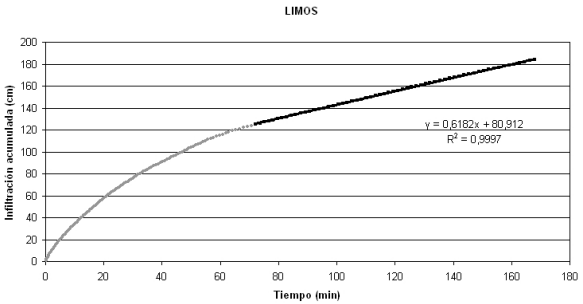


Figura 4. Ejemplo de ajuste según el método de Wu sobre el gráfico de la infiltración acumulada frente al tiempo construido con los datos experimentales del ensayo de infiltración de la Figura 2.

Tabla 2. Valor medio y desviación estándar (entre paréntesis) para la porosidad eficaz (Pe), la densidad aparente (ρ_a) y la conductividad hidráulica a saturación (K_s) a partir del método de ajuste a los datos de infiltración y de los análisis de laboratorio, determinados para los distintos tipos funcionales de suelo del PNTD.

Tipo de suelo	P_e (%)	ρ_a (kg/m^3)	K_s (m/d) ajuste infiltración	K_s (m/d) laboratorio
Ovas limpias	47,6 (3,9)	740 (140)	2,1 (1,5)	0,8 (0,1)
Limos	46,6 (2,7)	910 (300)	2,9 (1,3)	0,4
Turba	32,4 (4,0)	170 (40)	10,4 (6,4)	112,1 (131,9)
Arcillas	23,5 (2,6)	1300 (90)	0,5 (0,4)	1,5
Ovas edafizadas	56,8 (3,7)	660 (50)	8,6 (4,1)	4,8 (3,2)

3.2. Porosidad eficaz, densidad aparente, conductividad hidráulica a saturación y curvas de retención hídrica en muestra inalterada en laboratorio

La Tabla 2 recoge los valores medios y desviaciones obtenidos en las determinaciones de porosidad, densidad aparente y conductividad hidráulica a saturación, para cada uno de los tipos funcionales de suelo definidos. Las porosidades eficaces son, a excepción de las arcillas y la turba, elevadas, acordes a las altas capacidades de infiltración y valores de K_s observados, los cuales definen clases de permeabilidad entre moderada y muy rápida (Klute, 1965). En el caso de la turba, la porosidad secundaria debida a la presencia de grietas, unida a la gran capacidad absorción de agua (ej. hinchamiento) favorecida por la materia orgánica, pueden explicar los altísimos valores de K_s registrados, especialmente en las muestras de laboratorio. Además, los resultados muestran una tendencia decreciente de la K_s a medida que aumenta la densidad aparente del material. Parece ser, por tanto, que la conjunción de bajas densidades con altos contenidos en materia orgánica determinan una estructura menos consistente en turba y ovas edafizadas y, por consiguiente, una mayor capacidad transmisiva.

Por otra parte, al igual que ocurría con las capacidades de infiltración (Figura 3), se observa una elevada variabilidad de los resultados de K_s, especialmente en la turba y las ovas edafizadas. Los valores de K_s medidos en laboratorio son sensiblemente inferiores a los estimados a partir de los ensayos de infiltración "in situ", quizás mucho más de lo que cabría esperar, a excepción de las arcillas y la turba. Este hecho puede deberse a una mayor dominancia del efecto aleatorio de la porosidad secundaria en muestras pequeñas de tan sólo 100 cm^3, y a que las medidas en laboratorio no se ven afectadas por el material

subyacente que, en algún caso, podría presentar menor K_s. De cualquier manera, la discrepancia entre los valores obtenidos por ambos métodos sugiere la necesidad de un estudio más detallado de la K_s.

Los puntos de las curvas pF de retención de humedad en el intervalo entre 0 y 4,2 para cada tipo de suelo se muestran en la Figura 5. Cabe destacar la gran capacidad de retención a valores bajos de pF de ovas edafizadas y limos, especialmente las primeras, que a pF 3,0 aún conservan más de un 50% de humedad. A valores altos de pF como el punto de marchitez permanente (pF = 4,2) los limos, la turba y las arcillas son las que presentan contenidos de humedad más elevados, entorno a un 20%. El aumento generalizado del error en la región de succión entre 2,0 y 2,7 coincide con el paso de las muestras de la caja de arena a la de arena/caolín.

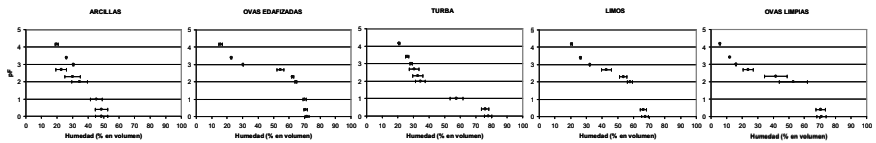


Figura 5. Valores medios (tres réplicas) de los puntos de la curva pF para cada tipo funcional de suelo del PNTD.

3.3. Repelencia del suelo al agua y tasa de humectación capilar

La repelencia del suelo al agua es un fenómeno que está cobrando gran relevancia en el ámbito científico en los últimos años (Dekker et al. 2005). En general se debe al recubrimiento de las partículas del suelo por compuestos orgánicos hidrófugos liberados por las plantas, microbios u hongos. Las consecuencias más importantes son la disminución de la infiltración facilitando así la erosión (Shakesby et al. 2000). Sin embargo, aumenta el riesgo de contaminación del agua subterránea al aparecer vías de flujo preferencial por donde el agua y los solutos percolan más rápido.

El test WDPT para determinar el grado de repelencia al agua de los distintos tipos funcionales de suelo a distintas profundidades se llevó a cabo de dos maneras: tras secar las muestras en estufa a distintas temperaturas (25, 35, 45, 55, 65, 75 y 105 ºC), y dejando las muestras secar al aire en un laboratorio a 20ºC y humedad relativa entre 35 y 65% durante un mes. En la Figura 6 sólo se muestran los resultados para turba y ovas edafizadas, ya que fueron los únicos materiales que presentaron repelencia, debido, probablemente, a su mayor contenido en materia orgánica. Las muestras superficiales de turba (10-15 cm y 20-25 cm) presentaban un grado de repelencia extremo (clase 5) en las condiciones iniciales de campo. El grado de repelencia disminuyó tras secar las muestras a 25, 35, 45 y 55ºC. Las temperaturas de secado a partir de 65ºC volvieron a incrementar el grado de repelencia, que pasó a ser extremo a todas las profundidades muestreadas a partir de 75ºC. El secado al aire en algunos casos incrementó el grado de repelencia inicial de las muestras superficiales de ligera (clase 2) a severa (clase 4) tras los primeros 5 días, para posteriormente disminuir a fuerte (clase 3) donde se mantuvo constante hasta el final del ensayo.

Las ovas edafizadas sólo presentaron repelencia ligera en la capa superficial (0-10 cm) tras secadas a temperaturas superiores a 55ºC. Sin embargo, el secado al aire provocó la aparición de repelencia ligera durante casi todos las medidas en la capa superficial y a partir de los últimos días en las muestras de las capas de 10-20 y 20-30 cm.

Los resultados indican la influencia del tipo de secado sobre la repelencia de los suelos al agua y, por tanto, la necesidad de su caracterización en condiciones de campo. La aparición de repelencia en las ovas edafizadas viene a corroborar el hecho apuntado por Jaramillo (2006) de que los compuestos orgánicos liberados por las plantas del género *Phragmites,* como el carrizo, presentan alta hidrofobicidad.

Por último, se estudió la tasa de humectación capilar de los diferentes tipos de suelo para observar la posible influencia de fenómenos como la repelencia sobre la capacidad de absorción de agua (Figura 7). En general, limos, ovas y arcillas, alcanzan la capacidad de absorción de humedad máxima a las 5 horas de comenzar el ensayo, siendo los limos los que mayor cantidad de humedad absorben (50-70 %), lo cual estaría en concordancia

con la elevadas capacidades de retención observadas en la curva pF.

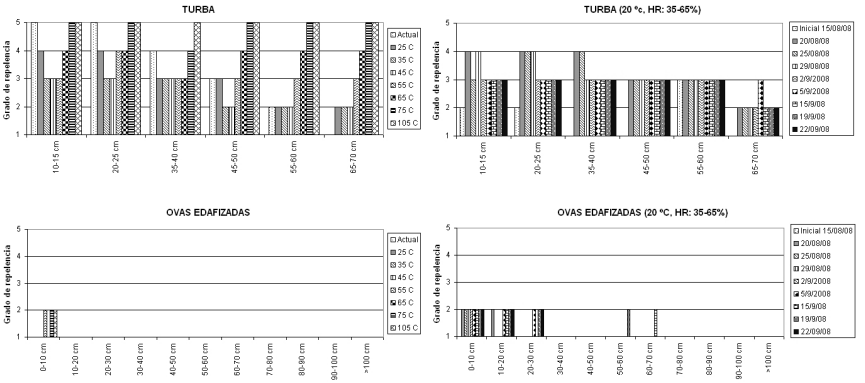


Figura 6. Valores del test WDPT del grado repelencia realizado sobre muestras de turba y ovas edafizadas tomadas a distintas profundidades, mediante el procedimiento de secado en estufa a distintas temperaturas, y dejando secar las muestras al aire.

La turba, por su parte, no consigue en ningún caso absorber más de un 20% de humedad y el tiempo necesario para alcanzar la capacidad máxima es muy superior al de los otros materiales. Esto es debido a la repelencia y en el caso en que ésta es extrema, como tras el secado a 105ºC, la capacidad de absorción capilar de agua es prácticamente nula.

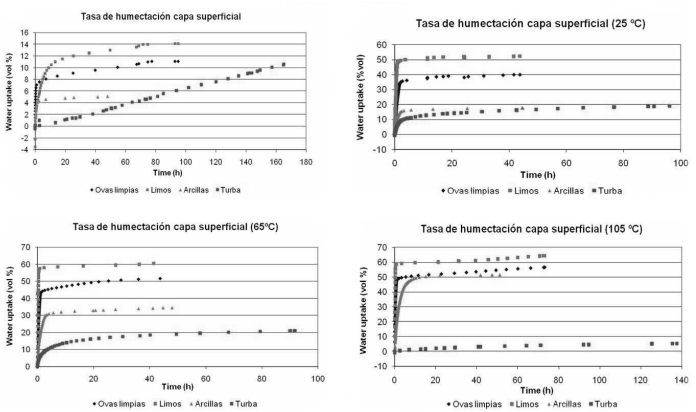


Figura 7. Curvas de tasa de humectación capilar en muestras superficiales de ovas limpias, arcillas, limos y turba, en condiciones inciales y tras el secado a diferentes temperaturas.

4. CONCLUSIONES

Se han estudiado las propiedades físicas más relevantes de cinco tipos funcionales de suelo que forman la ZNS en el PNTD. Los ensayos de infiltración presentan muy buenos ajustes al modelo de Horton, no así al de Kostiakov cuando el descenso inicial en la tasa de infiltración es pronunciado. Las capacidades de infiltración y las K_s son en general muy altas y muestran gran variabilidad, particularmente en el caso de la turba y las ovas edafizadas, debido a su mayor contenido en materia orgánica, desarrollo de porosidad secundaria y falta de estructura (grietas y raíces de carrizo), y menores densidades aparentes. Las altas tasas de infiltración condicionadas por la inversión del gradiente hidráulico en la zona del PNTD agravan aún más la situación de déficit hídrico del Parque.

La discrepancia entre valores de K_s obtenidos por el método de ajuste de Wu et al. (1999) y los de laboratorio, invitan a un estudio más detallado de este parámetro y de los factores que lo condicionan.

Los cinco tipos de suelo presentan, en general, altas capacidades de retención de humedad a valores bajos de pF (agua gravitacional), especialmente las ovas edafizadas. El ajuste de las curvas pF permitirá obtener los parámetros para calcular la conductividad hidráulica no saturada (Van Genuchten, 1980). También es necesario completar el estudio con los análisis granulométricos.

Aparece repelencia al agua extrema en la turba y ligera en las ovas edafizadas, condicionada por las temperaturas y características del secado, así como del contenido en materia orgánica procedente de la descomposición del carrizo. La repelencia es un factor a tener en cuenta ya que disminuye notablemente la tasa de humectación capilar de la turba.

La presente caracterización de las propiedades físicas del suelo junto con la cuantificación y distribución espacial de nutrientes presentada en el otro artículo que firman los mismos autores, permitirá definir un modelo de funcionamiento de la ZNS en el PNTD en base a los tipos funcionales de suelo descritos.

Agradecimientos. El presente trabajo se encuentra enmarcado dentro del proyecto CICYT CGL2005-06458-C02-01. Los autores quieren agradecer la colaboración y el apoyo prestado por los gestores y guardas del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel, así como a los Departamentos de Física del Suelo del Centro de Investigación Alterra de la Universidad de Wageningen (Holanda) y al de Edafología de la Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

Aguilera, H., L. Moreno, S. Castaño, E. Jiménez, y A. De la Losa, 2009. Contenido y distribución espacial de nutrientes móviles en la zona no saturada en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. *Boletín Geológico y Minero de España*. Aceptado para publicación.

Dekker, L.W., y P.D. Jungerius, 1990. Water repellency in the dunes with special reference to the Netherlands. *Catena Supplement. 18*, 173-183.

Dekker, L.W., K. Oostindie, y C.J. Ritsema, 2005. Exponential increase of publications related to soil water repellency. *Australian Journal of Soil Research. 43*, 403-441.

Elrick, D.E., y W.D. Reynolds, 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. p. 1-24, en C.G. Topp et al. (eds.). *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30 SSSA, Madison, WI.

Horton, R. E., 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 5, 399-417.

Jaramillo, D.F., 2006. Repelencia al agua en suelos: una síntesis. *Rev. Acad. Colomb.Cienc. 30* (115), 215-232.

Klute, A., 1965. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. P. 210-221 en Black, C.A. et al. (eds.). Methods of soil analysis, part I. Physical and Mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. *American Society and Agronomy, Inc. Publ*. Madison, WI.

Mbagwu, J.S.C., 1994. Soil physical properties influencing the fitting parameters in Philip and Kostiakov infiltration models. *International Centre for Theoretical Physics*, IC/94/97 Internal Report.

Moreno, L., S. Castaño, E. Jiménez, H. Aguilera, y A. De la Losa, 2007. Control del efecto de la inversión del flujo vertical (descarga a recarga) sobre la composición química del agua subterránea en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel. Resúmenes del I Congreso Nacional sobre Cambio Global, Getafe, pág. 30.

Shakesby, R.A., S.H. Doerr, y R.P.D. Walsh, 2000. The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions. *Journal of Hydrology. 231-232*, 178-191.

Smith, R.E., 1972. The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *Journal of Hydrology. 17*, 1-21.

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 Reeuwijk, L.P., 2002. *Procedures for Soil Analysis.* ISRIC (Internacional Soil Reference and Information Centre). 6ª Edición, 120p.

Wu, L., L. Pan, J. Mitchell, y B. Sanden, 1999. Measuring saturated hydraulic conductivity using a generalized solution for single-ring infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 788-792.

TIPOS FUNCIONALES DE SUELO Y DISTRIBUCIÓN DE NUTRIENTES EN LA ZNS EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL

H. Aguilera, L. Moreno, E. Jiménez, S. Castaño y A. De la Losa

Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (España).
e-mail: h.aguilera@igme.es, l.moreno@igme.es, e.jimenez@igme.es, s.castano@igme.es, a.delalosa@igme.es

Palabras clave: Antropización, Materia Orgánica, Nutrientes, Tablas de Daimiel, Zona no Saturada (ZNS)

RESUMEN. *La explotación excesiva del acu'fero de la Mancha occidental provocó que desde la década de 1970, las descargas de éste en la zona de Las Tablas de Daimiel disminuyeran, hasta desaparecer por completo, dando lugar al progresivo desarrollo de una zona no saturada (ZNS) antes inexistente y la completa inversión del sentido del flujo h'drico, al transformarse las zonas de drenaje del acu'fero en zonas de recarga. Para valorar el impacto de este proceso sobre la calidad del agua subterránea se aborda, en una primera aproximación, la cuantificación y distribución espacial de las concentraciones de nutrientes móviles almacenadas en la ZNS del vaso de las Tablas. Los resultados indican una acumulación de nutrientes en las capas más superficiales del suelo, preferentemente en zonas con alto contenido en materia orgánica procedente de la descomposición del carrizo, y también en los limos fluviales que rellenan los canales y zanjones de origen antrópico.*

ABSTRACT. *The intensive exploitation of the West La Mancha aquifer has caused a decrease in groundwater discharge in the Tablas de Daimiel area since the 1970's until they completely stopped. This fact has favoured the progressive development of an unsaturated zone, which did not exist before, and a full inversion in the water flux direction, as drainage zones of the aquifer became recharge areas. To assess the impact of this process on groundwater quality, a first approximation to the problem has been made through the quantification of the spatial distribution and concentrations of mobile nutrients stored in the unsaturated zone, which are readily leached to the saturated zone. The results point out the accumulation of these nutrients in the topsoil, mostly in areas with high organic matter content coming from reed decomposition, and in fluvial silts filling anthropic channels and ditches.*

1. INTRODUCCIÓN

El interés por la conservación de las zonas húmedas en el mundo ha experimentado un importante impulso, gracias, en parte, al reconocimiento de su alto valor ecológico y ambiental (Mitsch y Gosselink, 1993). Los humedales constituyen refugios extraordinarios para la biodiversidad, tanto animal como vegetal, y además desempeñan un papel indispensable en los ciclos hidrológico y biogeoquímico, regulando el caudal de los ríos y el destino de sedimentos y nutrientes (Phillips, 1989). Los humedales ligados a la dinámica hídrica subterránea muestran además una debilidad añadida al estar ligados a la evolución de los niveles piezométricos, dependientes a su vez de la correcta gestión de la explotación de los acuíferos.

El Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (PNTD) se encuentra entre estos humedales ligados al agua subterránea. Con más de 150 km^2 de superficie (Álvarez-Cobelas et al. 2001), constituía la más extensa zona encharcada de un conjunto que forma la denominada Mancha Húmeda en la cuenca Alta del Guadiana. El régimen de encharcamiento era una mezcla de la estacionalidad de las entradas de agua por el río Cigüela, con aguas oligohalinas (Álvarez-Cobelas et al. 2000), y por el Guadiana, de aguas más dulces y carbonatadas de origen subterráneo. En invierno y primavera las entradas del Cigüela eran dominantes, mientras que en verano y principios de otoño predominaban las aportaciones subterráneas desde el río Guadiana (Castaño, 2003). La red de drenaje del entorno era residual y poco definida, siendo frecuentes los fenómenos de endorreísmo.

A partir de los años 1960 la acción del hombre empezó a romper el particular equilibrio que permitía la

existencia de las Tablas. Los drenajes artificiales, las canalizaciones de los cauces, la contaminación de la cuenca y, sobre todo, la explotación intensiva del acuífero de la Mancha occidental, iniciaron un proceso de desecación que ha modificado las características cuantitativas y cualitativas del humedal, con una notable pérdida y alteración de la biodiversidad. En la década de 1980 desaparecieron las salidas de aguas subterráneas y el nivel freático se situó bajo el fondo del vaso, provocando una serie de cambios radicales en el sistema hídrico del PNTD (Moreno et al. 2007):

- El flujo pasa de vertical ascendente (descarga) a vertical descendente (recarga), con lo que la tendencia es a la desaparición de las zonas de encharcamiento si no existen aportaciones adicionales de agua.
- Aparece una ZNS generalizada y permanente bajo Las Tablas, activándose procesos de lavado, oxido-reducción, descarbonatación, mineralización y aporte de solutos al nivel freático.
- Se modifica la composición química del sistema al desaparecer los aportes subterráneos del acuífero, producirse trasvases desde la cuenca del Tajo y recircular agua subterránea procedente de los bombeos que vierten en el vaso.

La actual desconexión hídrica entre el humedal y la zona saturada ha convertido a Las Tablas de Daimiel en una extensa zona de recarga del acuífero de la Mancha occidental donde las aguas que llegan tienden a infiltrarse rápidamente. Por tanto, aumenta el riesgo de desecación (agravado por el cambio climático) y aumenta el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas.

En este contexto parece inmediato preguntarse qué papel representa la ZNS como almacén y modulador del flujo de agua, nutrientes y contaminantes hacia la zona saturada. El objetivo de este trabajo es precisamente la caracterización del primer aspecto, esto es, la cantidad y distribución espacial de nutrientes móviles almacenados en la ZNS del vaso de Las Tablas.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El PNTD está situado en la parte terminal de dos cuencas hidrológicas, una superficial, la cuenca Alta del Guadiana, con una extensión de 15.000 km^2, y otra subterránea, de más de 5.000 km^2, el acuífero de la Mancha occidental, en la confluencia de los ríos Cigüela y Guadiana, a unos 11 km al norte del núcleo urbano de Daimiel, provincia de Ciudad Real (Figura 1). Se encuentra al pie de los relieves paleozoicos de los Montes de Toledo, en el extremo occidental de la llanura Manchega, y su orientación es NE-SO. La superficie aproximada es de 20 km^2, de los cuales 17 son inundables (Sánchez-Carrillo et al. 2001), aunque Las Tablas han permanecido prácticamente secas desde 2004. El escaso gradiente altitudinal, con pendientes inferiores al 1‰, conforma un paisaje plano en el que sólo destacan pequeños islotes emergentes constituidos por facies calco-margosas del plioceno superior y/o costras calcáreas, como son las islas del Pan o de Algeciras (García Rodríguez, 1996). El clima es mediterráneo seco continental, con precipitaciones y temperaturas media anuales de 412,6 mm y 14,3 ºC, respectivamente.

El entorno geológico está formado por un basamento de cuarcitas y pizarras paleozoicas, sobre las que se apoyan, discordantes, arenas, fangos, arcillas, calizas, dolomías y margas pliocenas. La vegetación emergente está dominada por el carrizo (*Phragmites australis*) y, en menor medida, por la masiega (*Cladium mariscus*) y la enea (*Thypa domingensis*), y constituye un elemento clave en el funcionamiento del humedal, ya que interviene decisivamente en la distribución y el balance de agua, en la sedimentación y en el ciclo de nutrientes. Pero además el carrizo se ha convertido, tanto por su propia ecología como por el manejo antrópico del mismo (ej. siega), en un factor determinante que condiciona la estructura y propiedades físico-químicas de los suelos del Parque.

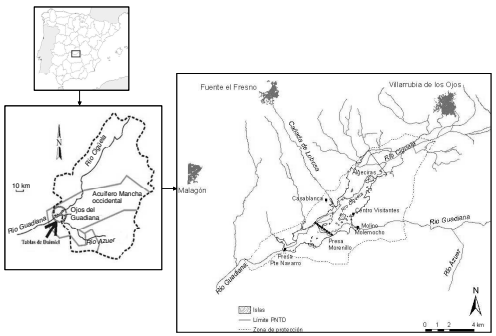


Figura 1. Localización del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel (PNTD) en relación a la cuenca Alta del Guadiana y al acuífero de la Mancha occidental. Detalle de la red hidrográfica de drenaje y topónimos representativos del PNTD.

2.2. Tipos funcionales de suelo

Las clasificaciones edafológicas habituales como la de la USDA o la de la FAO, no resultan adecuadas para elaborar una cartografía de suelos que diferencie tipos según su comportamiento como transmisores y almacén de agua y solutos. Por ello se ha establecido una clasificación de tipos funcionales de suelos agrupándolos según criterios de comportamiento hidráulico (Aguilera et al. 2009). Se han descrito cuatro tipos principales con propiedades físico-químicas diferenciadas: ovas (sedimentos carbonatados de origen biogénico), arcillas (de origen heredado y fluvial), limos (lechos fluviales) y turba (acumulación de materia orgánica en condiciones reductoras). Las propiedades que caracterizan cada tipo están determinadas, en primer lugar por el material original que ha formado el suelo, pero a este dominio litológico se superponen otros factores, principalmente la antropización (desecación, compactación) y la edafización, que pueden llegar a dominar sobre el control litológico. Como base para la elaboración del mapa representado en la Figura 2 se ha empleado el plano de litologías sedimentarias recogido en Domínguez-Castro et al. (2006) y la descripción de 5 columnas litológicas de García-Hidalgo et al. (1995). Esta información ha sido actualizada y modificada en base a la información aportada por 62 perfiles descriptivos de hasta 120 cm de profundidad realizados en enero de 2008 por toda la superficie del Parque. En el mapa se observa que las mayores extensiones corresponden a las ovas y las arcillas. Se han distinguido las ovas limpias, situadas en zonas de tablazo abierto sin cobertera vegetal debido a las labores de siega anual de carrizo, de las ovas edafizadas o "sucias", que presentan un menor grado de compactación y un mayor contenido en materia orgánica (MO) en superficie, procedente principalmente, de la descomposición del carrizo. Los limos, de carácter fluvial reciente, han ido rellenando los zanjones y drenajes realizados a partir de los años 1960, principalmente en el cauce del Cigüela.

2.3. Toma de muestras y análisis de laboratorio

El muestreo se realizó entre los días 25 y 27 de julio de 2006, en condiciones de suelo seco para poder estimar la reserva de nutrientes previa al posible lavado por las lluvias. En total se tomaron 121 muestras de suelo entre 0 y 120 cm de profundidad cada 20 cm, en 25 puntos situados a lo largo de tres transectos transversales y uno longitudinal, sobre la superficie del Parque (Figura 2). El diseño del muestreo fue condicionado por la limitada accesibilidad al interior del Parque. Se ha prestado especial en atención en obtener muestras representativas de los materiales de los tipos funcionales, así como de tener adecuadamente representada la variabilidad en las dos direcciones principales; NE-SO y E-O, que definen el esquema de flujo de agua y sedimentos.

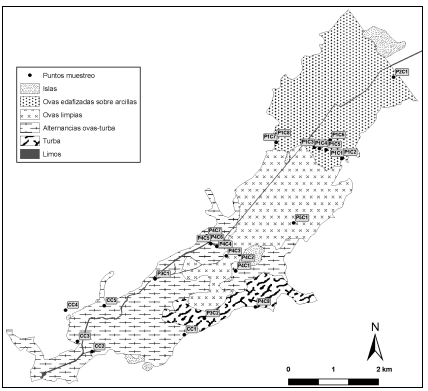


Figura 2. Localización de los puntos de muestreo y extensión de los distintos tipos funcionales de suelo definidos.

Para la toma de muestras se empleó una barrena manual Eijkelkamp modelo P1.01. Las muestras se almacenaron en bolsas de polietileno y fueron desecadas al aire hasta su procesamiento. En laboratorio se realizaron las siguientes determinaciones sobre la matriz sólida: pH en suspensiones de suelo con agua y en disolución de cloruro potásico 1 M en proporciones peso/volumen de 1:2,5; carbono orgánico (método de Walkley-Black), nitrógeno orgánico y amoniacal total (método Kjeldahl) y fósforo extraíble con bicarbonato (método de Olsen). El porcentaje de carbono orgánico obtenido es posteriormente expresado en porcentaje de materia orgánica multiplicando por el factor de conversión 1,72, valor que se corresponde con un contenido promedio de carbono en la materia orgánica del 58% (Van Reeuwijk, 2002).

Por otra parte, se obtuvo el extracto acuoso (1:5) en el que se determinaron pH y conductividad eléctrica (electrometría), además de diversas especies inorgánicas solubles: potasio (espectrofotometría de emisión atómica), amonio, nitrato, nitrito y fosfato (espectrofotometría de absorción con autoanalizador de flujo continuo).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Nutrientes del extracto acuoso

En la Figura 3 se ha representado la distribución en profundidad de los nutrientes (formas inorgánicas), conductividad eléctrica (CE) y pH del extracto para el conjunto de las 121 muestras. La distribución del pH y la CE es relativamente homogénea, especialmente en el caso del pH, con un ligero aumento en profundidad y valores próximos a la neutralidad. Los valores de CE son muy elevados, entre 2000 y 4000 µS/cm, similares a los medidos en las aguas subterráneas (datos no mostrados). El K^+, el NO_3^- y el PO_4^{3-} se concentran en los primeros 40 cm del perfil, en la capa donde se produce la oxidación de la materia orgánica por microorganismos aerobios, con la consecuente liberación de nutrientes e incremento de la alteración mineral. Los valores de NO_3^- y K^+ en esta capa se pueden considerar como muy altos (Cobertera, 1993), no así los de PO_4^{3-}, que se mantienen a niveles muy bajos. Por el contrario, el NH_4^+ aumenta en profundidad al perder el medio capacidad oxidante.

La Tabla 1 resume las concentraciones de nutrientes del extracto en función del tipo de suelo en puntos de muestreo considerados representativos de cada tipo de material. La gran dispersión observada está ligada a la alta variabilidad y heterogeneidad del medio. El K^+ se encuentra asociado a los suelos salinos arcillosos y a los limos fluviales. En las ovas sucias o edafizadas se acumulan cantidades de formas móviles nitrogenadas muy superiores al resto de materiales, particularmente NO_3^-.

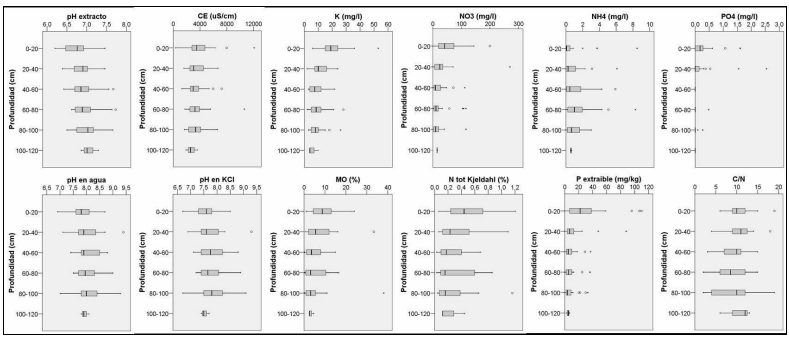


Figura 3. Distribución en profundidad de pH, conductividad eléctrica y nutrientes en los extractos acuosos de las 121 muestras (arriba), y de pH (en agua y KCl), materia orgánica (MO), nitrógeno total, fósforo extraíble y relación C/N en la matriz del suelo de las mismas muestras (abajo).

Tabla 1. Valores centrales y de dispersión de nutrientes del extracto en 5 puntos de muestreo representativos de cada material del suelo (Me: mediana; μ: media; SD: desviación estándar).

		CE (μS/cm)			K^+ (mg/l)			NH_4^+ (mg/l)			NO_3^- (mg/l)			PO_4^{3-} (mg/l)		
Punto	Material	Me	μ	SD	Me	μ	SD	Me	μ	SD	Me	μ	SD	Me	μ	SD
P2C1	Arcillas	5970	6926	2984	21	26,2	15,1	0,3	0,6	0,8	18	31,4	32,3	0	0,1	0,1
P1C5	Ovas sucias	2650	2597	400	4,5	4,8	2,8	3,3	3,6	3,6	71	74,0	56,1	0	0,5	0,8
P4C3	Ovas limpias	2330	2211	276	7	8,2	3,8	1,7	1,3	0,8	17	25,4	21,7	0	0,0	0,1
P4C8	Turba	2230	2026	695	3	9,0	9,5	0,1	0,1	0,2	8	14,4	11,8	0	0,3	0,5
P3C1	Limos	3430	3694	744	17	20,4	8,9	1,8	1,8	1,8	7	13,6	11,1	0	0,0	0,1

En lo que se refiere a su distribución espacial en el PNTD, los nutrientes móviles tienden a acumularse en la zona central y nororiental del Parque (Figura 4). En el mapa se representa la mediana de las distribuciones de la suma de concentraciones de formas nitrogenadas, fósforo y potasio del extracto. Para presentar los resultados de este estudio se utiliza la mediana en lugar de la media aritmética por considerarse una medida de centralización menos sesgada a la hora de describir conjuntos de datos que presentan alta variabilidad. Tal y como sugerían los datos presentados en la Tabla 1, se trata de perfiles donde en general dominan las ovas edafizadas, lo que parece conferir a este material una gran capacidad de retención.

3.2. Matriz sólida

El pH en la suspensión acuosa también es bastante homogéneo en profundidad, pero con un carácter algo más básico que en el extracto (Figura 3). El pH en KCl se determinó como indicador de la acidez potencial del suelo, pero su distribución y valores son muy similares al anterior, debido, posiblemente, al efecto tampón ejercido por las elevadas cantidades de carbonato presentes (datos no mostrados). El contenido en MO es particularmente elevado (0,99% - 24,05%) en los primeros 20 cm, donde también se acumulan cantidades significativas de fósforo extraíble o asimilable (hasta 110 mg/kg) y nitrógeno total (0,06% - 1,21%), con valores considerados como “muy altos” en Cobertera (1993). Mientras el fósforo desaparece en profundidad, la materia orgánica y el nitrógeno total orgánico y amoniacal asociado se mantienen, presentando además una gran dispersión hacia valores elevados. La relación entre el carbono orgánico y el nitrógeno (C/N) se mantiene, en general, en valores entre 6 y 12, indicando una ligera tendencia hacia la mineralización.

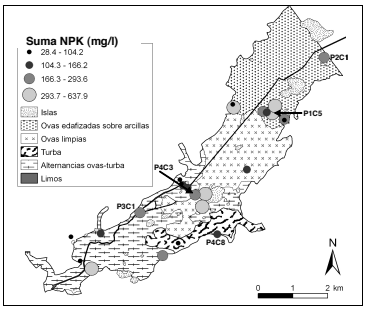


Figura 4. Distribución espacial de la agrupación por cuartiles de la mediana de las distribuciones de la suma de nutrientes (NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+, PO_4^{3-} y K^+) en profundidad en los extractos de los perfiles muestreados.

La Tabla 2 muestra los contenidos en MO, N y P del suelo en los cinco perfiles representativos de cada tipo de material. La turba, las ovas edafizadas y los limos presentan las mayores cantidades de MO y lógicamente también de N orgánico. Las arcillas y las ovas limpias presentan valores inferiores, especialmente las primeras. Llama la atención la importante acumulación de P extraíble en los limos, casi cinco veces superior al contenido medio en el perfil turboso. Este hecho señala a los limos fluviales como otro tipo funcional acumulador de MO y nutrientes.

Tabla 2. Valores centrales y de dispersión de MO y nutrientes del suelo en 5 puntos de muestreo representativos de cada tipo de material (Me: mediana; μ: media; SD: desviación estándar).

		% MO			% N tot Kjeldahl			P (mg/kg)		
Punto	Material	Me	μ	SD	Me	μ	SD	Me	μ	SD
P2C1	Arcillas	1,0	1,7	1,7	0,1	0,1	0,1	2,0	2,8	2,7
P1C5	Ovas sucias	7,1	9,7	7,6	0,4	0,4	0,3	7,2	7,2	3,1
P4C3	Ovas limpias	3,3	4,2	2,2	0,2	0,2	0,1	6,5	8,2	3,3
P4C8	Turba	5,8	8,8	5,9	0,4	0,5	0,3	8,8	13,2	9,1
P3C1	Limos	9,7	10,3	1,3	0,5	0,4	0,1	37,1	60,4	34,8

La distribución espacial de la MO, y por tanto también del N orgánico, está en consonancia con los datos de la Tabla 2, ya que los valores más altos se presentan en la parte central y final del PNTD (Figura 5), es decir, en zonas de ovas y turba, y en los limos de los canales. También aparece en cantidades significativas en las zonas de ovas edafizadas del norte del Parque. Todas ellas son áreas con abundante desarrollo vegetal, principalmente carrizales. De esta forma parece corroborarse que esta planta perenne rizomatosa, con una biomasa subterránea del mismo orden e incluso superior a la superficial, y con una tasa de renovación anual, constituye actualmente una de las principales fuentes de MO y nutrientes al medio a través de la descomposición y mineralización de los restos vegetales (Sánchez-Carrillo y Álvarez-Cobelas, 2001). De hecho, Sánchez-Carrillo et al. (2001), en su estudio sobre la sedimentación en el PNTD, encuentran una asociación lineal entre cobertura de carrizo y tasa de sedimentación de MO con un R^2 de 0.78 ($p<0.004$). Estos autores sugieren una rápida mineralización superficial de la MO, más que la precipitación de sólidos en suspensión, como principal mecanismo de acumulación de C, N y P inorgánicos.

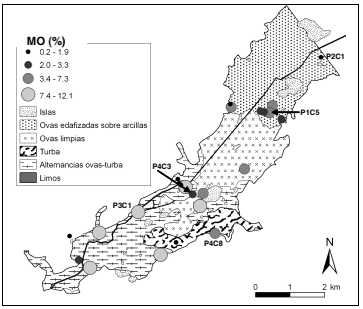


Figura 5. Distribución espacial de la agrupación por cuartiles de la mediana de las distribuciones del porcentaje de materia orgánica en profundidad en los perfiles muestreados.

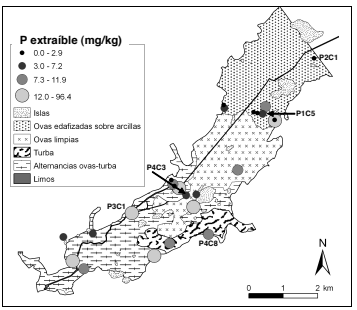


Figura 6. Distribución espacial de la agrupación por cuartiles de la mediana de las distribuciones de fósforo extraíble en profundidad en los perfiles muestreados.

Por otra parte, la enorme acumulación superficial de P extraíble queda enmascarada en el mapa de la Figura 6 por la centralización de valores de todo el perfil, excepto en el punto P1C1 (96 mg/kg de suelo), situado en una zona cultivada sobre materiales terciarios, que sólo cuenta con una única observación. Otros perfiles con altas cantidades de P extraíble en superficie son el limoso P3C1 (107 mg/kg), y los situados en zonas de alternancias de ovas y turba P4C1 (47 mg/kg), P4C4 (59 mg/kg) y CC3 (110 mg/kg). Algunos de ellos no presentan grandes cantidades de MO y son a su vez puntos relacionados con zonas de inundación o cauces superficiales. Sánchez-Carrillo et al. (2001) estipulaban la dominancia del P de origen autóctono sobre el total sedimentado, pero también argumentaban la dominancia del material mineral sobre el orgánico en la sedimentación alóctona por vía superficial. En los datos aquí presentados, tanto de nutrientes extractables como de P extraíble, se observa una cierta asociación espacial con la red de drenaje superficial (Figura 1), lo que parece indicar que la inundación ocasional, generalmente a través del trasvase Tajo-Segura o de avenidas puntuales, puede constituir también una fuente de nutrientes al suelo. No hay que olvidar que el PNTD se encuentra situado al final de toda la cuenca Alta del Guadiana, donde existe una actividad agrícola considerable y, por tanto, aunque la red fluvial sea inactiva, puntualmente no lo es, recibiendo el Parque parte de lo que se lave en el sistema y de lo que se vierta en los cauces. Esto explicaría, en parte, los altos niveles observados en los limos fluviales. A pesar de ello, la decreciente frecuencia en los episodios de inundación de las Tablas augura poco peso a esta fuente de nutrientes

en el futuro. Por último, parece conveniente destacar en este punto lo observado por Koerselman et al. (1993): las aguas superficiales de mala calidad, como lo suelen ser las que fluyen esporádicamente por el PNTD, favorecen la liberación y movilización de nutrientes (N y P) retenidos en suelos turbosos, especialmente de P, con el consiguiente riesgo de lavado hacia el nivel freático, a través de la zona no saturada.

4. CONCLUSIONES

Las elevadas concentraciones de nutrientes móviles medidas en los primeros 40 cm de los perfiles muestreados, sugieren la existencia de un proceso activo de liberación y acumulación de nutrientes. Los análisis indican que estos nutrientes se encuentran retenidos en zonas superficiales donde dominan las ovas edafizadas y proceden, principalmente, de la descomposición del carrizo. También se constata su acumulación en los zanjones y canales de origen antrópico, rellenados por limos fluviales con abundante materia orgánica.

El porcentaje de materia orgánica es muy elevado tanto en superficie como en profundidad, especialmente en la zona central y meridional del Parque. Existe, por tanto, un elevado riesgo de movilización de nutrientes hacia la zona saturada, ya que en muchas zonas el nivel freático es bastante somero, situándose a tan sólo 80 o 100 cm de profundidad. Este proceso se vería favorecido además por la infiltración de aguas de mala calidad como lo son, por ejemplo, el efluente de la depuradora de aguas residuales de Villarrubia de los Ojos que se vierte al zanjón del Cigüela a escasos 6 km del límite norte del PNTD, o las procedentes de la recirculación de aguas subterráneas, de carácter salino, que se vierten directamente sobre el vaso de Las Tablas para mantener una superficie mínima encharcada.

Agradecimientos. El presente trabajo se encuentra enmarcado dentro del proyecto CICYT CGL2005-06458-C02-01. Los autores quieren agradecer la colaboración y el apoyo prestado por los gestores y guardas del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. Fundamental ha sido también la ayuda material y logística aportada por el personal del Departamento de Edafología de la Universidad Complutense.

REFERENCIAS

Aguilera, H., L. Moreno, S. Castaño, E. Jiménez, y A. De la Losa, 2009. Contenido y distribución espacial de nutrientes móviles en la zona no saturada en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. *Boletín Geológico y Minero de España*. Aceptado para publicación.

Álvarez-Cobelas, M., S. Cirujano, y S. Sánchez-Carrillo, 2001. Hydrological and botanical man-made changes in the Spanish wetland of Las Tablas de Daimiel. *Biological Conservation*. *97*, 89-98.

Álvarez-Cobelas, M., M. Moreno, E. Ortega Bernaldo de Quirós, S. Cirujano, M.A. Rodrigo, L. Medina, S. Sánchez, C. Rojo, P. Riolobos, y D.G. Angeler, 2000. Las Tablas de Daimiel: avatares de un humedal europeo. *Quercus*. *178*, 16-25.

Castaño, S., 2003. *Estudio metodológico para el cálculo de la infiltración en el vaso de las Tablas de Daimiel: validación de resultados*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 112 pp. (http://www.ucm.es/eprints/5263/).

Cobertera, E., 1993. *Edafología aplicada*. Cátedra, Madrid, 328 pp.

Domínguez-Castro, F., J.I. Santisteban, R. Mediavilla, W.E. Dean, E. López-Pamo, M.J. Gil-García, y M.B. Ruiz-Zapata, 2006. Environmental and geochemical record of human-induced changes in C storage during the last millennium in a temperate wetland (Las Tablas de Daimiel National Park, central Spain). *Tellus*. *58*, 573-585.

García Rodríguez, M., 1996. *Hidrogeología de las Tablas de Daimiel y de los ojos del Guadiana. Bases hidrogeológicas para una clasificación funcional de humedales ribereños*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 437 pp.

García-Hidalgo, J.F., J. Temiño, I. de Bustamante, y M. Segura, 1995. Evolución sedimentaria reciente de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real). *Geogaceta*. *18*, 87-89.

Koerselman, W., M. Van Kerkhoven, y J. Verhoeven, 1993. Release of inorganic N, P and K in peat soils; effect of temperature, water chemistry and water level. *Biogeochemistry*. *20*, 63-81.

Mitsch, W.J. y J.G. Gosselink, 1993. *Wetlands*. Van Nostrand Reinhold, New York, 722 pp.

Moreno, L., S. Castaño, E. Jiménez, H. Aguilera, y A. De la Losa, 2007. Control del efecto de la inversión del flujo vertical (descarga a recarga) sobre la composición química del agua subterránea en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel. Resúmenes del I Congreso Nacional sobre Cambio Global, Getafe, pág. 30.

Phillips, J.D., 1989. Fluvial sediment storage in wetlands. *Water Resources Bulletin*. *25*, 867-873.

Sánchez-Carrillo, S., y M. Álvarez-Cobelas, 2001. Nutrient dynamics and eutrophication patterns in a semi-arid wetland: the effects of fluctuating hydrology. *Water Air and Soil Pollution*. *131*, 97-118.

Sánchez-Carrillo, S., M. Álvarez-Cobelas, y D.G. Angeler, 2001. Sedimentation in the semi-arid freshwater wetland Las Tablas de Daimiel (Spain). *Wetlands*. *21*, 112-124.

Van Reeuwijk, L.P., 2002. *Procedures for Soil Analysis*. ISRIC (Internacional Soil Reference and Information Centre), 6ª Edición, 120pp.

PREDICTION OF SOIL MOISTURE CONTENT IN A SKELETAL-CALCAREOUS SOIL OF SOUTH FLORIDA BASED ON SHALLOW GROUNDWATER LEVELS

Luis Barquin-Valle[1], Rafael Muñoz-Carpena[2], Kati Migliaccio[1]

[1]Agricultural and Biological Engineering Department, Tropical Research and Education Center, University of Florida, 18905 SW 280 Street, Homestead, FL 33031 (USA)lpbarquin@ufl.edu, klwhite@ufl.edu.
[2]Agricultural and Biological Engineering Department, University of Florida, Fraizer Rogers Hall, PO Box 110570, Gainesville FL 32611 (USA), carpena@ufl.edu.

Palabras clave: drenaje al equilibrio, curva característica del suelo, van Genuchten, Krome, sensores de capacitancia.

RESUMEN. *La zona agrícola adyacente al Parque Nacional de Everglades en el Sur de la Florida (EEUU) está sujeta al incremento del nivel freático para restaurar el flujo natural de los humedales. Para comprender la variación del contenido de humedad y su relación con el acuífero somero, ésta fue estudiada en una plantación de lychee (Litchi chinensis) en zanjas con suelo Krome. El objetivo principal fue interpretar el efecto de capilaridad del nivel freático en la zona no saturada. Se utilizaron 32 sensores de capacitancia distribuidos en cuatro profundidades y se registró el nivel freático mediante cuatro piezómetros con transductores de presión. Se desarrolló una curva característica del suelo obtenida con datos de campo asumiendo condiciones hidrostáticas de un perfil drenado al equilibrio y se ajustó al modelo de van Genuchten. Los resultados mostraron distintos parámetros y tendencias de retención de agua para cada profundidad del suelo. El modelo hidrostático permitió buenas predicciones en general de la humedad del suelo basado en lecturas del nivel freático somero (coeficientes de eficiencia de Nash y Sutcliffe >0,75 en todos los casos), aunque la precisión del modelo es mayor frente a las fluctuaciones generales del nivel freático. Dicha técnica resulta práctica para comprender la dinámica de humedad en la zona no saturada de los suelos Krome debido a su alta permeabilidad y fácil recuperación del estado de equilibrio.*

ABSTRACT. *The agricultural area adjacent to the Everglades National Park in South Florida (USA) is influenced by the rise in groundwater levels as part of the efforts to return to a more natural flow pattern in the Everglades. To understand this scenario, soil moisture and its relationship with the shallow groundwater were studied in a lychee (Litchi chinensis) orchard planted in trenches of Krome soil. The objective was to interpret the effect of shallow groundwater capillarity in the unsaturated zone. Soil moisture was recorded using 32 capacitance sensors distributed at four depths and groundwater was monitored with pressure transducers located in four piezometers. A field soil water characteristic curve was developed assuming hydrostatic conditions in a profile drained to equilibrium and fitted to van Genuchten model. The fitted curves showed different parameters and retention patterns at each depth. The hydrostatic model offered good predictions of soil moisture variation based on shallow groundwater observations (Nash Sutcliffe coefficients of efficiency >0.75), although these were more accurate in representing the long term trend changes of water table fluctuations. The technique is practical to interpret the soil water dynamics in the vadose zone of Krome soils in response to the shallow groundwater changes. However, its application is limited to scenarios like the one study for Krome, where the high permeability of the soil allows for a fast recovery of the hydrostatic equilibrium state.*

1. INTRODUCTION

During the last decades, Southeast Florida has been subject to a comprehensive plan to restore natural flow of wetlands in Everglades National Park (ENP).To achieve these goals, the South Florida Water Management District (SFWMD) is required to raise canal levels which have strong hydraulic connections to the extremely

shallow Biscayne aquifer characterized by its high permeability and fairly response to storm events (Pitt, 1976; Ritter and Muñoz-Carpena, 2006). According to Minkowski and Schaffer (2001), 88% of the tropical fruit crops in this region are in Miami-Dade County's Redland agricultural area adjacent to the ENP and 91 % of Miami-Dade County's fruit crop agricultural land is located on Krome soils. Thus, understanding the hydrological interactions in the unsaturated zone can help translate the benefits and problems of water management into an agronomical perspective according to the local grower's water necessities and plant's physiological flood tolerance resistance.

Calcareous soils in Miami-Dade Country are derived from limestone. Krome soils are classified as loamy skeletal, carbonatic, hyperthermic Lithic Udorethents (Noble et al., 1996) made of rock plowed oolitic limestone (Colburn and Goldweber, 1961). Muñoz-Carpena et al. (2002), found that Krome soils present a complex bimodal water retention pattern, where the gravel fraction contributes to drainage and the loamy fraction controls the soil water retention. Previous anecdotal evidence has been reported in the region suggesting that groundwater may be contributing to plant water requirements in this soil type. Al-Yahyai et al. (2005) and Al-Yahyai et al. (2006) suggested shallow groundwater capillary rise and Migliaccio et al. (2008) irrigation studies nearby this area identified soil water diurnal patterns during the dry season. In case the shallow groundwater is contributing a certain amount of plant water requirements (through capillarity), its hydrological significance should be explained to improve water management and model soil water status in the unsaturated zone.

The relationship between soil water content and shallow groundwater level is a dynamic process of alternate cycles of wetting and drying. In a field scale situation, this relationship is more simply evaluated considering hydrostatic conditions. Hydrostatic conditions refer to soil water in equilibrium (without movement) typically with a shallow groundwater, and may also be referred to as "drain to equilibrium" conditions. If the conditions described occur, water pressure potential is determined by the distance of a specific point in the soil to the water table, with positive values when the point is below the water table (saturation and hydraulic head) and negative when the point is above the water table due to its matric potential in terms of suction (Buckingham, 1907; Klute and Page, 1982). Thus, a soil water characteristic in a homogenous soil profile drained to equilibrium can be obtained through a series of observations of water table decline where its point of saturation reached at the water table is zero, and its moisture content may be equal to the effective porosity.

The objective of this study was to test the validity of the drain to equilibrium hydrostatic assumptions to interpret the soil moisture variation based on shallow groundwater elevation in a trenched gravelly, skeletal calcareous soil. The analysis was conducted in three steps: (i) monitoring soil moisture and groundwater level in a synchronized manner to identify when hydrostatic conditions developed; (ii) determination of soil water characteristic curves of a profile drained to equilibrium; (iii) construction of a simple hydrostatic model to predict soil moisture based on groundwater observations.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Experimental site

The study was conducted in Homestead south Miami-Dade, Florida, in a Lychee (*Litchi chinensis*) field at the University of Florida (UF) Tropical Research and Education Center (TREC) (80.5^{o}W, 25.5^{o}N). The site has a mean elevation of 3.12 m National Geodetic Vertical Datum (NGVD) 1929 and is identified by a subtropical, marine climate. Annual rainfall is 1,448 mm/yr (Ali et al., 1999) with 80% occurring during the wet season (June to October) and the dry season (November to May) is characterized by a general declining trend of groundwater levels. The lychee field (as most of the tropical fruit crops in the area) is planted in trenches 0.40 to 0.45 meters wide and 0.45 to 0.60 meters deep (Figure 1); this practice is needed to increase the soil depth for rooting growth and tree stability (Crane et al., 1994).

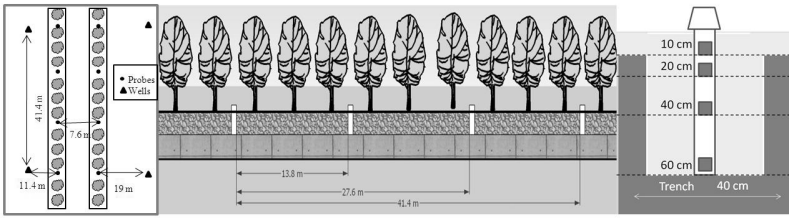


Figure 1. Schematic of wells and capacitance probes installed along a lychee trench in the experimental site and distribution of a probe and its capacitance sensors in the soil profile.

2.2. Equipment: soil moisture and groundwater monitoring

To track soil moisture, eight EnviroSCAN multi sensor capacitance probes (Sentek Ltd. Pty., Stepney, Australia) were installed in two rows of lychee trees planted in trenches of Krome soil. Each row had four probes and each probe had sensors positioned at 10, 20, 40 and 60 cm depth (Figure 1). The system measured soil water content as a function of the apparent bulk dielectric constant of the soil, imposed frequency and electrode configuration, as described in detail by Paltineanu and Starr (1997). These sensors are capable of measuring volumetric water content values ranging at a resolution of 0.1% (Buss, 1993). Sensor normalization procedure was used to incorporate raw frequency readings in soil with frequency readings of air and water. A calibration equation (Equation 1) for Krome soils previously developed by Al-Yahyai et al. (2006) was used to adjust the measured scaled frequency (*SF*) with the absolute volumetric water content (θ).

$$\theta = \left(\frac{SF - C}{A} \right)^{1/B} \tag{1}$$

where θ is the volumetric water content and A, B, and C are coefficients fitted through a nonlinear regression of SF versus θ. For the case of Krome very gravelly loam soils A is 0.011, B is 1 and C is 0.5206.

The distance between the sensors and the water table (pressure potential) required the measurement of groundwater table elevation. Piezometers were installed at four different points adjacent to the study site. Levelogger LT 3001 (Solinst Ltd., Ontario, Canada) pressure transducers were suspended and submerged at 3.6 meters depth and used for measuring the water level (accuracy = 0.1% -10^{o}C to 40^{o}C). Water levels were compensated using data collected by Barologger air barometric pressure readings. Groundwater levels were also adjusted based on weekly manual water table depth readings.

Both soil moisture and groundwater monitoring devices were synchronized to collect readings every 15 minutes from 16 September 2008 to 23 March 2009. Irrigation practices were suspended during the study to promote drained to equilibrium conditions, although irrigation for freeze protection was allowed to protect the trees. Daily rainfall and reference evapotranspiration (ET_o) were collected from the Florida Automated Weather Network (FAWN) station located at UF TREC, within 100 m of the site. Data for events likely to alter drain to equilibrium conditions (e.g., storms, freeze protection events and remaining moisture greater than daily evapotranspiration) were discarded from the analysis.

2.3. Data Interpretation: soil water characteristic curves

The filtered data set collected was summarized to daily means. Soil moisture was categorized according to the installed depth. Pair wise comparisons among means using Tukey test ($\alpha = 0.05$) determined the sensors with no significant differences and box plot comparisons verified similar distributions among the selected sensors.

Groundwater data from the four piezometers were averaged and summarized to daily means. Water table depth (WTD) was adjusted to soil moisture sensor distance to the water table or distance to soil moisture (DSM). Hence, each sensor depth had an adjusted DSM equivalent the WTD difference with the sensor's depth.

The relation from the drained to equilibrium soil moisture from each selected sensor with its correspondent DSM was fitted with a polynomial equation of fourth order to represent 10 points from the filtered scatter. Van Genuchten et al.(1991) RETC program was used to fit the 10 points and represent a soil water retention curve through least squares parameter optimization. Soil hydraulic parameters were described using the van Genuchten (1980) equation:

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

Where θ is the volumetric water content; h is the pressure head; θ_s and θ_r represent the saturated and residual water contents, respectively; and α, n and m are empirical shape parameters.

2.4. Modeling soil moisture based on groundwater observations

The fitted parameters (θ_s, θ_r, α, n and m) estimated from the soil water retention data at each depth were used to predict soil moisture according to the DSM daily observations. The difference between observed values and model predictions goodness of fit was evaluated using the Nash and Sutcliffe (1970) coefficient of efficiency (C_{eff}) described in Equation (3).

$$Ceff = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(O_i - \bar{O})^2} \quad (3)$$

Where O_i are the observed values, P_i is predicted values; and $\bar{O}$ is the mean of the measured data; values for C_{eff} range between 1.0 (perfect fit) and negative infinity. C_{eff} values lower than zero indicates that the mean value of the measured time series would be a better predictor of the model (Nash and Sutcliffe, 1970).

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Soil moisture and groundwater monitoring

During the study period more than 580,000 readings of soil volumetric water content (θ) were collected from 32 capacitance sensors and about 72,500 water level readings were collected from four pressure transducers. Ranges and variances found among sensors installed at the same depth varied. This required some review of the data so that sensor datasets that were inconsistent could be discarded to prevent fitting inconsistencies. Thus, Tukey test ($\alpha = 0.05$) and box plot comparison of distributions were useful criteria to select representative sensors for each depth. The possible reasons related to the differences found in the same sensor category (or profile depth) are contact interference of the probe with the soil due to air gaps, technical deficiencies of instrumentation and/or site specific conditions of soil moisture. The selected, representative sensors datasets are shown in Figure 2, as well as the soil water dynamic response to rainfall events and mean water table elevation (WTE) fluctuations. Storms identified from the end of September 2008 to the beginning of October 2008 are part of the wet season; data collected from the beginning of dry season (November) until March 2009 provided a period of fewer rain events. This dry period offered the conditions to collect more data representing a soil water state of equilibrium. The sensors located at 10 and 20 cm depths had greater ranges and changes of soil water content due to direct response to storm events. Sensors at 40 and 60 cm depths had trends similar to the water table fluctuations, which are strongly related to the canal levels as concluded in previous work by (Ritter and Muñoz-Carpena, 2006). The spikes of soil moisture during January 2009 were related to freeze protection, certain sensors responded differently according to its location and distance from the sprinklers. The remaining moisture dynamics after freeze protection were not related to capillarity and therefore discarded.

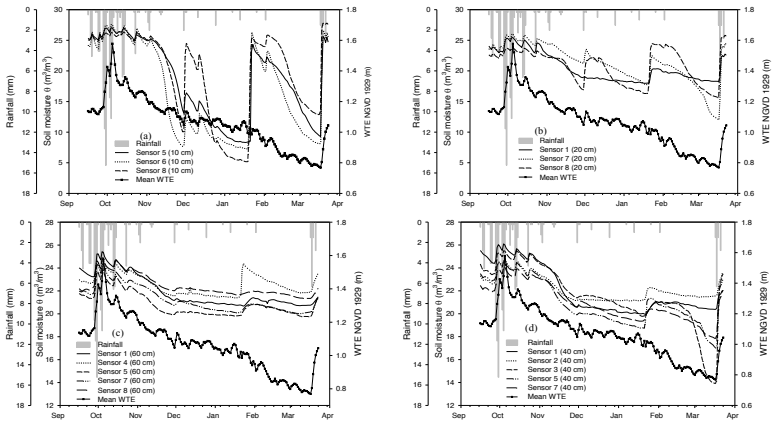


Figure 2. Soil moisture sensors selected to model the response to groundwater levels.

3.2. Characterizing soil water characteristic curves of a soil profile drained to equilibrium

Differences among soils in terms of retention and water movement depend to a large extent on pore size and shape distributions. The interpretation of the drain to equilibrium data as a field soil water characteristic curve using van Genuchten model (1980) instead of a polynomial fit adds meaning to the evaluation because the van Genuchten model is considered an analytical expression with fitted hydraulic parameters that have a physical basis. Results of fitted curves and parameters shown in Figure 3 and Table 1 confirm previous findings by Muñoz-Carpena et al. (2002) in soil water holding capacity, where large changes in suction respond to small changes in soil water content for the loamy fraction of the soil. The range of soil water encountered during the study corresponds to water contained in the loam fraction. The gravel fraction of the soil that corresponds to very rapid soil water depletion would be found at closer DSM observations (< 0.1 m), unusual for the dry season of the study. Therefore, it was not possible to capture the inflection point where the water retention switches from gravel to loam fractions. It is important to consider the fitted characteristic curve could be better described by a bimodal porosity model that requires description of more than one inflection point. For this, multimodal retention functions as described in detail by Durner (1994) could be used.

Table 1 Van Genuchten fitted parameters using RETC software for daily mean observed values at depths 10, 20, 40 and 60 of trenched Krome soils.

	Depth (cm)			
Parameter	10	20	40	60
θ_s (m^3/m^3)	0.2701	0.2711	0.4905	0.3741
θ_r (m^3/m^3)	0	0	0	0
α(cm^{-1})	0.0053	0.0050	0.0106	0.0112
n	28.7893	9.9850	2.3209	1.8685
m	0.9653	0.8999	0.5691	0.4648

The heterogeneity of the soil profile was confirmed by differences found for most of the fitted parameters (Table 1) among depths. Bruce and Luxmoore (2003) explain situations where the curves may vary more with depth than with area in response to compaction. For this case study, soil water characteristics for individual

layers were required. Skaggs et al. (1978) remarked about this heterogeneity feature and explained that superficial profiles tend to have higher porosity than the deeper layers. For the analyzed results, this is not the case, since θ_s (understood as effective porosity) was lower at 10 and 20 cm than 40 and 60 cm. However, curve shapes might be influenced by other field factors such as root distribution, transpiration and weather factors that influence shallower layers more so than deeper layers. Effective porosity, θ_s parameters at 40 and 60 cm have more similarities with Al-Yahyai et al. (2006) laboratory curve (θ_s = 0.47) as well as the *n* and *m* parameters (1.46 and 0.32 respectively) which stand for the dimensionless measure of the pore size distribution. The alpha (α) parameters were found similar between 10 and 20 cm depths and between 20 and 40 cm depths. Dispersion of observations was greatest for the 10 cm depth, where a hysteric shape of the curve can be seen (Figure 3).Hysteresis is a trend difficult to distinguish between the drying of wetting process with field data. In many circumstances, the soil's water holding characteristics make difficult to capture the drain to equilibrium condition. Nonetheless, the aquifer high permeability and the soil's low water holding capacity where the main driving factors to obtain such consistent drained to equilibrium conditions in this study.

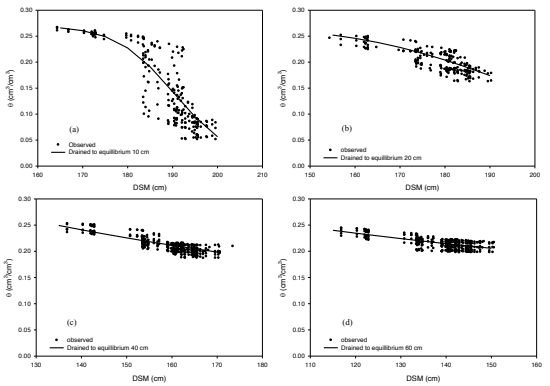


Figure 3 Trenched Krome soils drained to equilibrium soil water characteristic curve fitted with van Genuchten parameters at depths:(a) 10 cm (b) 20 cm (c) 40 cm and (d) 60 cm.

3.3. Predicting soil moisture based on groundwater level observations

The models proposed for each depth were determined by fitting the parameters shown in Table 1 to Equation 2. The model's capacity to explain the relationship between groundwater level and soil volumetric water content was estimated using the C_{eff} accuracy of predictions which is greater than the mean value of the observed data at all depths (Figure 4). Time series comparisons of the four models predicted results versus filtered observations indicate that groundwater level has a greater influence on the soil water content of the deepest layers of the trench (40 and 60 cm) as compared to the shallower layers of the trench (10 and 20 cm). At the beginning of the time series between the months of November and December 2008, model predictions tend to underestimate soil water content compared to the predictions at the end of January, where soil water observations were not directly in function of the groundwater fluctuations. This situation is more evident in the 10 and 20 cm depths where a greater exposure to seasonal weather and evapotranspiration fluctuations was observed in FAWN data resulting in an increase in evapotranspiration during the last two months of the study. Greater evapotranspiration rates are associated with greater plant water uptake and therefore lower observed soil water content.

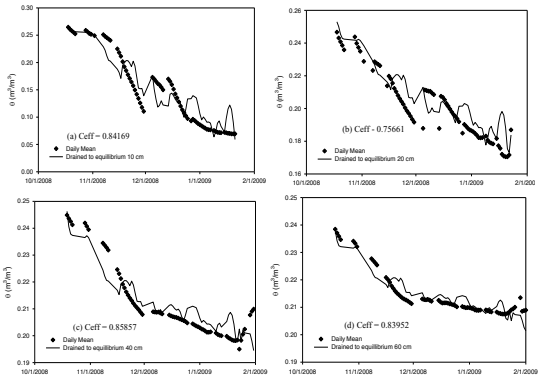


Figure 4. Observed daily mean values and soil water content predictions using the adjusted water table depth (DSM) as reference at depths: (a) 10 cm (b) 20 cm (c) 40 cm and (d) 60 cm depth.

In order to extend the model's capacity of prediction beyond the range of the filtered points, the parameters were tested to predict soil moisture during the whole study period. The results were not as satisfactory compared to the C_{eff} found in Figure 4. The C_{eff} values were -1.121, -0.898, 0.466, and 0.428 for 10, 20, 40, and 60 cm depths, respectively. The accuracy of the predictions in all the depths was reduced between the third week of January and the second week of February 2009 coinciding with the time period of freeze protection events. During the described term, all model predictions were underestimating observations because the sensors were reporting remaining soil water from the freeze protection event that obeyed a drying pattern with similar shape to the fitted curves but from a different water source than groundwater. This point highlights the importance of properly identifying drain to equilibrium for an accurate prediction.

As a result, the relationship found between soil water content and groundwater level using this simple and practical one-dimensional model is maintained when hydrostatic assumptions fit with the weather conditions. In this study, this corresponds to periods when water table is declining and low rainfall is reported, matching with the dry season. This season corresponds to the period when capillary rise has the potential to supply a part of the irrigation requirements, or if in excess damage the crop roots. The simple model presented offers the opportunity to help to determine possible outcomes when raising the water level to restore natural flow in the ENP. It is important to understand that the values of the parameters obtained from retention models are based on field observations of water content and matric head. The model reliability remains only within the limits of the observed results (DSM range). Extrapolation of model values outside the range of input (DSM) are not reliable and should only be used as an indication of the trends. To extend the model, future research should focus on gathering field data for conditions when the water table is closer to the installed sensors. This way the retention curves can capture the points of inflection of the fitted curves and lead to a better defined picture of the capillary fringe (0 to 1 meter) level of influence, Finally, our results clearly indicate that groundwater level is an important factor to consider to explain the soil water content variation in this area and that this effect needs to be considered in CERP management alternatives.

4. CONCLUSIONS

Characterizing a field soil water characteristic curve for a Krome trenched soil based on the drained to equilibrium concept is a simple and useful technique to build a one-dimensional model able to predict groundwater influence on the unsaturated zone. Van Genuchten equation permitted the representation of an

empirical soil water retention model using parameters that have a physical basis. The application of the fitted curves through the hydrostatic model confirmed the variation of soil water retention patterns that exists in short depth intervals. The points of inflection in the curves were not identified on the data range of observations for any of the models and water retention was characterized to have small changes of moisture for relatively large changes of suction potential. Although the model predictions were generally good (C_{eff} = 0.76 to 0.86), the fit strongly depends on if the conditions for the period of record are close to the drained to equilibrium assumptions. The proposed model was able to capture the general and most representative trends of soil water content changes in response to the shallow groundwater fluctuations confirming the importance of this relationship.

Acknowledgements. The authors wish to recognize Bruce Schaffer and Jonathan Crane (UF TREC) for providing the EnviroSCAN and plots for the study; Michael Gutierrez and Tina Dispenza collaboration in the field and instrumentation; Sikavas Na-lampang, Nicholas Kiggundu, Isaya Kisseka, and David Kaplan for technical assistance.

REFERENCES

Al-Yahyai, R., B. Schaffer, F.S. Davies and J.H. Crane, 2005. *Four levels of soil water depletion minimally affect carambola phenological cycles. Horttechnology, 15*: 623-630.

Al-Yahyai, R., B. Schaffer, F.S. Davies and R. Munoz-Carpena, 2006. *Characterization of soil-water retention of a very gravelly loam soil varied with determination method. Soil Science, 171*: 85-93.

Ali, A., W. Abtew and South Florida Water Management District, 1999. *Regional rainfall frequency analysis for central and south Florida.* Hydrologic Reporting Unit, South Florida Water Management District Water Resources Evaluation, West Palm Beach, FL.

Bruce, R.R., and R.J. Luxmoore. 2003. *Water Retention: Field Methods*. Soil Science Society of America Book Series 5: 663-686.

Buckingham, E., 1907. *Studies on the movement of soil moisture*. Govt. print. off., Washington.

Buss, P., 1993. *The use of capacitance based measurements of real time soil water profile dynamics for irrigation scheduling*. National Conf. of the Irrigation Assoc., Australia and the National Committee on Irrigation and Drainage, Launceston, Tasmania.

Colburn, B. and S. Goldweber, 1961. *Preparation of oolitic limestone soil for agricultural. Proc. Fla. State Hort. Soc., Vol. 74*, pp. 343-345.

Crane, J., C. Balerdi, R. Campbell, C. Campbell and S. Goldweber, 1994. *Managing Fruit Orchards to Minimize Hurricane Damage. HortTechnology, 4*: 21-27.

Durner, W., 1994. *Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resources Research, 30*: 211-223.

Fares, A. and A.K. Alva, 2000. *Soil Water Components Based on Capacitance Probes in a Sandy Soil. Soil Science Society of America Journal, 64*: 311-318.

Klute, A. and A.L. Page, 1982. *Methods of soil analysis. American Society of Agronomy : Soil Science Society of America*, Madison, Wis.

Migliaccio, K.W., B. Schaffer, Y.C. Li, E. Evans, J.H. Crane and R. Munoz-Carpena, 2008. *Assessing benefits of irrigation and nutrient management practices on a southeast Florida royal palm (Roystonea elata) field nursery. Irrigation Science, 27*: 57-66.

Minkowski, K. and B. Bruce Schaffer, 2001. *Section 1: A Geographic Information System for Miami – Dade County Agriculture. Miami-Dade County agricultural land retention study, Vol. 2*, Florida Agricultural Market Research Center, Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida, Gainesville, Fla., p. 110.

Muñoz-Carpena, R., Y. Li and T. Olczyk, 2002. *Alternatives of Low Cost Soil Moisture Monitoring Devices for Vegetable Production in South Miami-Dade County*. University of Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Agriculture Sciences, EDIS ABE333, Gainesville, Fla.

Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe, 1970. *River flow forecasting through conceptual models part I -- A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10*: 282-290.

Noble, C.V., R.W. Drew and J.D. Slabaugh, 1996. *Soil Survey of Dade County Area, Florida*. USDA/NRCS, Washington, D.C.

Paltineanu, I.C. and J.L. Starr, 1997. *Real-time Soil Water Dynamics Using Multisensor Capacitance Probes: Laboratory Calibration. Soil Science Society of America journal., 61*: 1576.

Pitt, W.A.J., D. Central and Southern Florida Flood Control and S. Geological, 1976. *Response of ground-water levels to flood control operations in three basins*, southeastern Florida. U.S. Dept. of the Interior, Geological Survey, Tallahassee.

Ritter, A. and R. Muñoz-Carpena, 2006. *Dynamic factor modeling of ground and surface water levels in an agricultural area adjacent to Everglades National Park. Journal of Hydrology, 317*: 340-354.

Skaggs, R.W., L.G. Wells and S.R. Ghate, 1978. *Predicted and measured drainable porosities for field soils. Transactions of the Asae, 21*: 522-528.

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.

Van Genuchten, M.T., F.J. Leij, S.R. Yates and S.K.E.R.L. Robert, 1991. The *RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, U.S. E.P.A., Ada, Okla.

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA HUMEDAD EN DISTINTOS SISTEMAS DE MANEJO DEL SUELO

Espejo-Pérez, Antonio Jesús[1*]; Vanderlinden, Karl[1]; García-Tejero, Iván[1]; Jiménez-Bocanegra, Juan Antonio[1]; Perea-Torres, Francisco[1]; García-Baquero, Jorge[1] y Muriel-Fernández, José Luis[1]

IFAPA, Centro *Las Torres-Tomejil*, Ctra. Sevilla-Cazalla, km 12.2, 41200 Alcalá del Río (Sevilla)
e-mail: antonioj.espejo@juntadeandalucia.es

Palabras clave: humedad de suelo (θ), variabilidad espacio-temporal, siembra directa (SD), sensores FDR

RESUMEN. *La medición de la humedad del suelo (θ) usando técnicas poco destructivas permite estudiar con un mayor detalle su evolución espacio-temporal. El objetivo de este estudio es evaluar la variabilidad espacio-temporal de la θ en una parcela experimental donde se comparan distintos sistemas de manejo del suelo usando una sonda de capacitancia (Diviner 2000), así como calibrarla y validarla con datos de humedad observados gravimétricamente (θ_g). Los resultados observados indican un amplio rango de θ_g comprendidas entre 0.05-0.35 g g^{-1}, y la necesidad de usar calibraciones locales para estimar con más detalle la humedad del suelo empleando este sensor. Los coeficientes de determinación encontrados al calibrar el sensor fueron cercanos a 0.90. Tras analizar la estabilidad temporal de la θ se aprecia cómo en siembra directa (SD) hubo una mayor cantidad de agua disponible para el cultivo durante la mayor parte del año, especialmente en los primeros 30 cm del perfil.*

Key words: soil moisture content, spatio-temporal variability, direct seeding (DS), FDR sensors

ABSTRACT. *Using non-destructive measurement techniques a detailed analysis can be made of the spatio-temporal variability of soil water content (θ) . The objective of this study was to evaluate the spatio-temporal variability of θ on a experimental dryland field where different tillage strategies are being compared, using the Diviner 2000 capacitance sensor. Measurements were calibrated and validated against gravimetric soil moisture observations (θ_g). Results show a large range of θ_g values (0.05 - 0.35 g g^{-1}) and the necessity for site-specific calibration. Coefficients of determination near 0.90 were obtained. After the temporal stability of the θ patterns we observed that plant water availability was larger in the direct drill treatment, specially in the 0-30 cm horizon.*

1. INTRODUCCIÓN

La evolución espacio-temporal de la humedad del suelo a escala de parcela o microcuenca es controlada por factores edafohidrológicos y topográficos que interactúan de forma compleja. En general se suele observar una relación cóncava entre la desviación típica (s) y la humedad media, con un máximo para valores de humedad intermedios y un mínimo para suelos secos o saturados (Famiglietti *et al*., 2008), indicando que el número de observaciones necesarias para estimar la humedad con cierta fiabilidad depende de la humedad media. Otro aspecto a tener en cuenta es el fenómeno de la *estabilidad temporal* o *persistencia temporal* de patrones de humedad del suelo (Vachaud *et al*., 1985;), observada de manera rutinaria en distintas condiciones (Pachepsky *et al*., 2005; Guber *et al*., 2008). La estabilidad temporal da lugar a puntos donde las series temporales de la humedad son muy similares a la serie media de la zona de estudio, lo que permite optimizar la red de medición una vez identificados estos puntos.

En este estudio se comparan las mediciones realizadas con un sensor de capacitancia con datos de humedad gravimétrica, observados en una malla de puntos situados en un ensayo de manejo de suelo. Los objetivos son i)

comparar los datos observados con una sonda Diviner 2000 (Sentek Sensor Technologies, Australia) con datos gravimétricos y proponer una calibración específica para suelos arcillosos, y ii) evaluar la capacidad de este sensor para caracterizar patrones de la humedad del suelo y de su estabilidad temporal, en distintos sistemas de manejo, con el fin de optimizar el diseño de la red de medición.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Parcela de estudio, metodología e instrumentación

El trabajo se desarrolló en la finca experimental Tomejil (Carmona, Sevilla), donde se mantiene desde 1984 un ensayo en el que se comparan distintos sistemas de manejo de suelo en una rotación trigo-girasol-leguminosa (Ordóñez *et al*., 2007). El suelo se clasifica como Typic Haploxerert (Soil Survey Staff, 1999), con un contenido medio de arcilla de 60%.

En primavera de 2007 se instalaron un conjunto de 18 tubos de medida repartidos equitativamente entre las subparcelas de siembra directa (SD) y laboreo convencional (LC). La Figura 1 muestra la red de puntos de medición. Se realizaron mediciones de la humedad del suelo con un Diviner 2000 en 25 momentos en el tiempo hasta 1 m de profundidad con incrementos de 10 cm acompañados de mediciones gravimétricas de la humedad del suelo a profundidades de 0-10 y de 25-35 cm a menos de 1 m de distancia de los tubos.

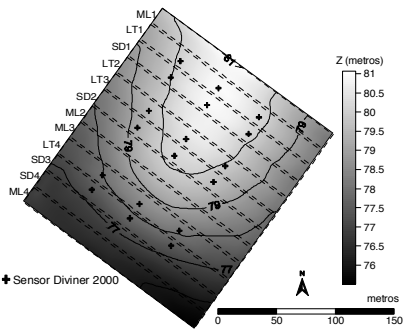


Figura 1. Diseño experimental y topografía, aumentada 10 veces, de la parcela Tomejil. Superpuestas se muestran las parcelas estudiadas de los manejos Laboreo Tradicional (LT), Mínimo Laboreo (ML) y Siembra Directa (SD).

El sistema registrador del sensor transforma la frecuencia normalizada (SF) en humedad volumétrica (θ) empleando la siguiente relación empírica, siendo *a*, *b* y *c* coeficientes de la calibración.

$$\theta = \left(\frac{\text{SF-c}}{\text{a}} \right)^{1/b} \qquad (1)$$

2.2. Análisis de los datos

Para evitar el efecto que tiene el cambio de la densidad aparente con la desecación del suelo, se trabaja la humedad en términos gravimétricos (θ_g, g g^{-1}). Los parámetros *a* y *b* y *c* (Ec. 1) se han ajustado empleando valores medios espaciales de SF y humedad gravimétrica ($\langle SF \rangle$ y $\langle \theta_g \rangle$ respectivamente), que se calculan como:

$$\langle SF_{jk} \rangle = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^{n} SF_{ikj} \tag{2}$$

siendo SF_{ijk} el valor *SF* de cada punto *i*, muestreo *j* y profundidad *k*; *n* es el número de puntos observados.

Se han ajustado relaciones empíricas entre los valores medios espaciales de cada muestreo y el coeficiente de variación (CV) y su desviación típica (s) correspondientes, para determinar el número de mediciones necesarias para determinar con precisión la humedad (Famiglietti et al., 2008), usando la siguiente relación:

$$N = \left(t_{m,n} \frac{s}{d} \right)^2 \tag{3}$$

siendo $t_{m,n}$ la inversa del estadístico *t* de Student para una probabilidad *m* con *n* grados de libertad, y *N* el número de puntos necesarios para determinar con un error de $\pm d$ g g^{-1} la θ con una confianza del 95%.

La estabilidad temporal de la θ fue cuantificada usando la aproximación de Pachepsky *et al.* (2005), la cual es similar a la propuesta con anterioridad por Vachaud *el al.* (1985). La humedad relativa β_{ikj} para cada punto muestreado de localización *i*, profundidad *k* y momento *j* es:

$$\beta_{ikj} = \frac{\theta_{ikj}}{\overline{\theta_{kj}}} \tag{4}$$

siendo θ_{ikj} la humedad medida en un tiempo *j* para el punto *i* y profundidad *k*; y $\overline{\theta_{kj}}$ el valor promedio de la humedad medida de todos los puntos (N) para un momento de tiempo *j*.

El índice de estabilidad temporal para cada punto muestreado se obtiene con:

$$\beta_{ik} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{n} \beta_{ikj} \tag{5}$$

Valores elevados de β_{ik} -superiores a la unidad o valor medio relativo- indican que estos puntos permanecieron muy húmedos la mayor parte del tiempo, y viceversa si son inferiores.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Análisis exploratorio de los datos

La Tabla 1 resume el análisis descriptivo de los datos observados, diferenciando en el mismo la metodología de medición de la humedad (gravimetría y sensor), el manejo de suelo y la profundidad muestreada. Los valores de la media, mediana y curtosis ponen de manifiesto que las poblaciones se asemejan a una distribución normal y por otro lado presentan una gran similitud entre las dos metodologías.

No se observan diferencias significativas en θ entre LC y SD en la profundidad de 10 cm tanto con el empleo del sensor como gravimétricamente, sí bien en la profundidad de 30 cm se encontraron diferencias significativas con ambas metodologías ($p<0.05$). La varianza disminuye con el aumento de la profundidad y es mayor en superficie en SD. Las últimas tres filas de la Tabla 1 muestran cómo se reparte esta variabilidad entre la variabilidad temporal (B) y la variabilidad espacial (W). La mayor parte de esta varianza se puede explicar con la variabilidad en el tiempo, siendo mayor en el intervalo de 10 cm para SD y en profundidad mayor para LC. En cuanto a la variabilidad espacial, que contribuye en menor manera a la variabilidad total, la variabilidad espacial hallada gravimétricamente es igual para ambas profundidades para ambos manejos. Por otro lado, aunque no lo son significativamente en SD la variabilidad es mayor para las dos profundidades de muestreo usando el sensor. Si se compara el intervalo completo (0-30 cm) incluyendo ambos manejos de suelo, con el empleo del sensor se encontró una mayor variabilidad asociada a la variación temporal (B), y en el caso de la variabilidad espacial (W) se obtuvo una menor variación con el empleo de éste.

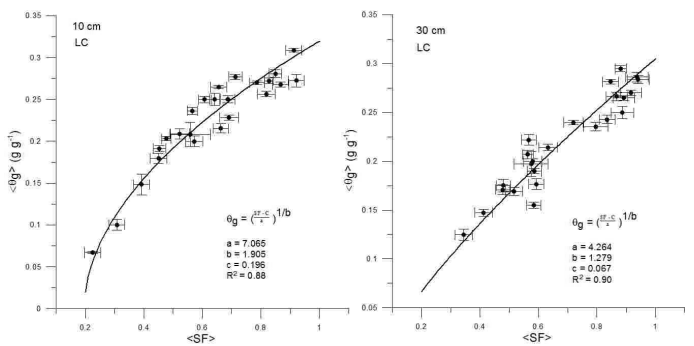
Tabla 1. Resumen de estadísticos descriptivos, periodo comprendido entre 23/01/08-11/03/09. B: varianza entre grupos de muestras tomadas en diferentes momentos de tiempo; W: varianza dentro de grupos de muestras tomadas en el mismo momento de tiempo

Manejo	LC				SD				Total	
Medida	θ_g		SF		θ_g		SF		θ_g	SF
Prof (cm)	10 cm	30 cm	10 cm	30 cm	10 cm	30 cm	10 cm	30 cm	0-30 cm	
media	0.22	0.22*	0.63	0.68*	0.23	0.22*	0.65	0.71*	0.22	0.67
mediana	0.23	0.21	0.64	0.64	0.24	0.21	0.65	0.70	0.22	0.67
moda	0.24	-	0.53	0.97	-	-	0.56	0.83	0.24	0.56
Mín	0.06	0.06	0.11	0.23	0.06	0.08	0.13	0.23	0.06	0.11
máx	0.32	0.33	0.98	1.02	0.55	0.43	1.02	1.00	0.55	1.02
rango	0.27	0.27	0.87	0.79	0.49	0.35	0.88	0.77	0.49	0.91
curtosis	0.56	-0.75	-0.49	-1.11	1.44	0.03	-0.36	-0.27	0.77	-0.49
s^2	0.003	0.003	0.039	0.040	0.004	0.002	0.037	0.026	0.003	0.036
N	435	435	428	426	432	429	430	424	1731	1708
B	0.003	0.003	0.038	0.038	0.004	0.002	0.034	0.019	0.0032	0.033
W	0.001	0.001	0.006	0.008	0.001	0.001	0.008	0.011	0.001	0.0001
F	4.21	4.79	6.59	4.46	3.83	3.03	4.00	1.73	2.48	2.67

***** Relación significativa, $p<0.05$

3.2. Calibración SF-θg

La Figura 2 representa los valores de SF medidos con la correspondiente θ_g determinada para esa situación y profundidad de muestreo (10 y 30 cm). Para la calibración se han usado valores medios espaciales de 24 muestreos en los 18 puntos (Ec. 2), realizándose dos repeticiones por punto en el caso de la humedad obtenida por gravimetría (θ_g). Los puntos con humedades por debajo del 10% corresponden a los muestreos realizados el 3 de Julio, 18 de Septiembre y 18 de Noviembre de 2008. Los coeficientes de determinación encontrados al ajustar la ecuación 1 son cercanos a 0.90 para las profundidades de 10 y 30 cm.



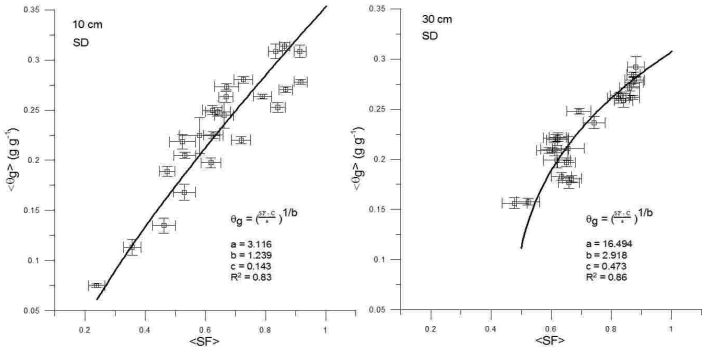


Figura 2. Relación entre SF media espacial ⟨SF⟩ y la humedad gravimétrica media espacial de cada muestreo ⟨θ_g⟩. La figura superior izquierda representa los valores para el manejo de SD y profundidad de 10 cm. De la misma manera las otras figuras representan la relación para la profundidad de 30 cm y manejo de suelo de SD. Las barras horizontales indican el error típico para el caso de ⟨SF⟩ y las verticales el error típico para el caso de la ⟨θ_g⟩.

La Figura 3 representa la evolución de la humedad para las dos profundidades de muestreo y con ambos sistemas de medida (gravimetría y sensor) junto a la distribución de la precipitación y evapotranspiración de referencia (ET_0). La humedad representada medida por el sensor se ha obtenido empleando las calibraciones propuestas en la Figura 2 a partir de la correspondiente SF.

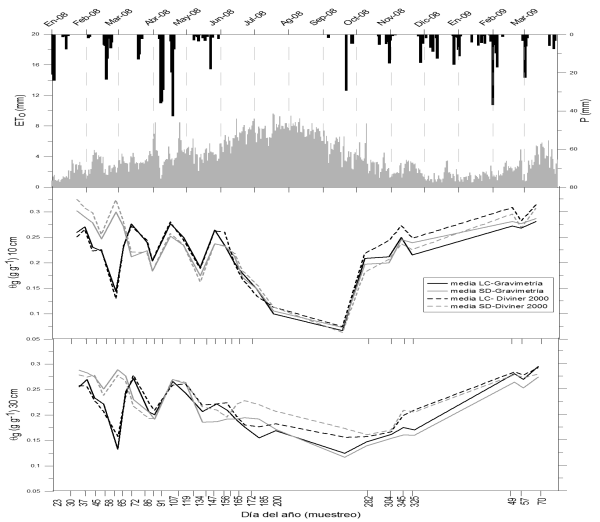


Figura 3. Evolución de la θ_g estimada a partir del Diviner 2000 y observada gravimétricamente en el periodo 23/01/08 – 11/03/09 para las profundidades de 10 y 30 cm, y manejos de suelo LC y SD, precipitación (P) y evapotranspiración de referencia (ET_0)

Se observa que para ambas profundidades la θ_g es mayor en el caso de SD, encontrándose diferencias significativas ($p<0.95$) para la profundidad de 30 cm en los muestreos que se realizaron entre Junio 2008 y Marzo 2009. Las precipitaciones han sido generalmente de poca cuantía (inferiores a 40 mm), y en estas condiciones donde el suelo está alterado por el laboreo en el sistema de LC la infiltración es mayor, aunque a largo plazo en SD infiltra más agua y retiene más.

3.3. Variabilidad a escala de parcela

La Figura 4 muestra un mapa de la parcela sobre el que se superpone valores de la estabilidad temporal calculada siguiendo la metodología propuesta por Pachepsky *et al*. (2005) empleando por un lado los datos del sensor y por otro los muestreos gravimétricos para ambas profundidades. β_{ik} (Ec. 5) representa el valor relativo respecto a la media para cada situación.

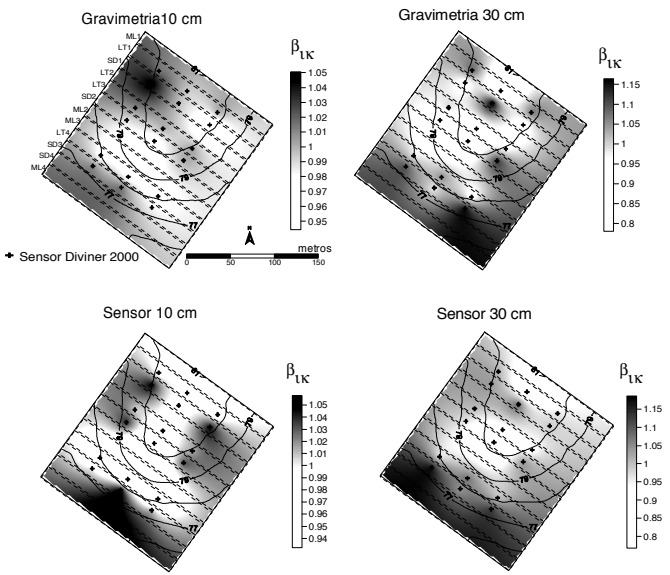


Figura 4. Mapas de diferencias relativas calculados (β_{ik}) para los puntos muestreados en las 25 fechas. La figura superior izquierda representa la aplicación de Pachepsky *et al.* (2005) usando valores de humedad obtenida por gravimetría para la profundidad de 0-10 cm durante el periodo 23/1/08 a 11/3/09. El mapa superior derecho representa los mismos valores pero para la profundidad de 25-35 cm. La figura inferior izquierda y derecha representan valores de diferencias relativas empleando datos medidos por el sensor para las mismas profundidades y periodo de muestreo.

Se observó que la zona de mayor cota de la parcela es la que tuvo un valor medio de θ más bajo en el periodo, y donde las variaciones en la θ fueron mayores. Los puntos más bajos son los más húmedos, debido a la aportación de agua de otras zonas más altas. Dentro de estos, el punto 6 tiene una gran variabilidad y un elevado valor de θ, que es razonable debido a la aportación de agua de una obra de paso que conduce la escorrentía de un camino que bordea la parcela, y hace permanecer este punto saturado parte del año. Las zonas con mayor pendiente

también presentaron una gran oscilación en el valor de la θ (figura superior derecha) debido consecuentemente a un mayor drenaje

Los patrones encontrados en ambas metodologías son similares, lo que nos indica que el sensor Diviner 2000, permite medir con eficacia la humedad del suelo en nuestras condiciones.

3.4. Organización espacial de la humedad

La Figura 5 muestra la organización espacial de la θ tanto gravimétricamente como medida con el sensor para ambos manejos de suelo. En este caso se evalúa el periodo de desecación comprendido entre el 4/6/08 y 18/9/08, en el cual se realizaron 10 mediciones con el sensor y 3 muestreos gravimétricos. Se ha explorado la relación entre el valor medio espacial de la humedad a 10 cm de profundidad en cada día de observación con ambas metodologías y su coeficiente de variación (CV) y desviación típica (s) (Famiglietti *et al*., 2008).

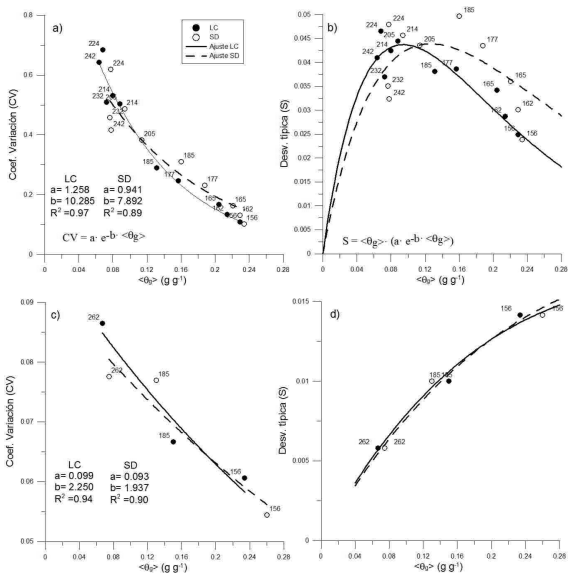


Figura 5. Relación entre la humedad media observada y medida con el sensor ⟨θ⟩, el CV (a y c) y la varianza, s, (b y d) para observaciones de humedad a 10 cm de profundidad comprendidos entre el 4/6/08 y el 18/9/08.

El CV disminuye con el incremento de la θ según una relación exponencial, como ya indicaron Charpentier y Groffman (1992) y más recientemente Famiglietti *et al*. (2008). Es interesante que para $\langle\theta_g\rangle$ bajas (0.1-0.12) la dispersión de valores en SD es menor que en LC, debiéndose a una mejor estructura y porosidad del suelo, capaz de retener más agua. El hecho de que este comportamiento se invierta en valores altos de $\langle\theta_g\rangle$ puede deberse a que durante las lluvias, el agua en el sistema de LC tiende a acumularse superficialmente provocando encharcamientos por la menor continuidad del perfil del suelo habiendo gran homogeneidad.

Según Famiglietti *et al*. (2008) conocida la relación entre s y $\langle\theta_g\rangle$ se puede estimar el número de observaciones (puntos) necesarios para determinar la θ a escala de parcela (Ec. 3). La Figura 6 muestra el número de puntos

diviner necesarios para estimar la θ en los dos tratamientos estudiados con un error de ± 0,03 g g^{-1} y una confianza del 95%, requiriéndose 9 puntos para determinar la $<\theta_g>$ en ambos tratamientos cuando su valor es de 0.12 g g^{-1}, y 2 y 4 puntos (LC y SD) cuando $<\theta_g>$ es de 0.28 g g^{-1}.

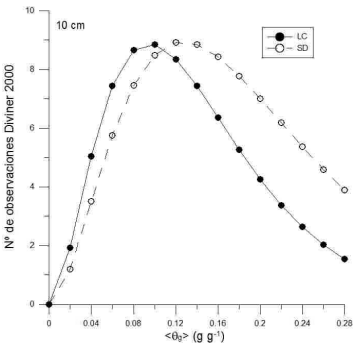


Figura 6. Numero de puntos Diviner necesarios para estimar la θ del tratamiento LC y SD con un error de ± 0,03 g g^{-1} y p>95%.

4. CONCLUSIONES

Los resultados encontrados indican que el modelo propuesto para calibrar el sensor con muestras gravimétricas es bueno (R^2=0.90), lo que permite hacer más eficiente nuestra red de medición. El número de puntos Diviner dispuestos y su distribución en la parcela reproduce eficazmente la humedad de la parcela al encontrarse patrones espaciales coincidentes con los observados por gravimetría, y en estos la topografía explica gran parte de su distribución. Se puso de manifiesto que la mayor parte de la variabilidad estudiada a escala de parcela se explica con la variación temporal en contraste con la variación espacial, y es mayor en el sistema de SD. Asimismo se observa el efecto beneficioso que tiene el manejo de SD en estas parcelas, auxiliando al cultivo con una mayor cantidad de agua disponible en los primeros 30 cm.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado con financiación del INIA a través del proyecto RTA2006-00058-CO3-02 y la ayuda complementaria FIC07-06. Los autores agradecen el trabajo de campo y laboratorio a E. Rodríguez y a M. Morón del IFAPA, y el mantenimiento de las parcelas al personal de la finca "Tomejil".

REFERENCIAS

Charpentier, M.A. y Groffman, P.M. 1992. Soil Moisture Variability Within Remote Sensing Pixels, J. Geophys. Res., 97(D17), 18,987–18,995

Famiglietti, J.S., Ryu, D., Berg, A.A., Rodell, M. y Jackson, T.J. 2008. Field observations of soil moisture variability across scales. Water Resour. Res. 44,W01423, doi:10.1029/2006WR005804.

Guber, A.K., Gish, T.J., Pachepsky, Y.A., Van Genuchten, M.T., Daughtry, C.S.T., Nicholson T.J. y Cady, R.E. 2008. Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields. Catena 73, 125-133.

Ordóñez, R., González, P., Giráldez, J.V. y Perea, F. 2007. Soil properties and crop yields after 21years of direct drilling trials in southern Spain. Soil Tillage Res. 94, 47-54.

Pachepsky, Y.A., Guber, A.K., y Jacques, D. 2005. Temporal persistence in vertical distributions of soil moisture contents. Soil Sci. Soc. Am. J. 69, 347–352.

Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. Agric. Handbk. 436. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC

Vachaud, G., A. Passerat De Silans, P. Balabanis, y M. Vauclin, 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. Soil Sci. Soc. Am. J. 49, 822-828.

ESTIMACIÓN DEL CONSUMO DE AGUA EN EL CULTIVO DEL MAÍZ, MEDIANTE EL SEGUIMIENTO DE HUMEDAD EN LA ZONA RADICULAR CON SONDAS DE CAPACITANCIA (FDR)

R. Mestas Valero[1]*, M. I. García[2], M. D. Báez [2] y A. Paz González[1]

1: Instituto de Xeologia Isidro Parga Pondal
Facultad de Ciencias
Universidad de la Coruña
Campus A Zapateira. s/n CP 15071, La Coruña,
e-mail: rmestas@udc.es, web: http://www.udc.es

2: Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (CIAM).
Carretera C-542 de Betanzos a Mesón do Vento, km 7,5. Abegondo, 15318 A Coruña.
e-mail: dolores.baez.bernal@xunta.es,

Palabras clave: Humedad en el suelo, Maíz, FDR, Evapotranspiración

RESUMEN. *La humedad del suelo (θ), es un parámetro esencial que permite evaluar el consumo y la disponibilidad de agua para los cultivos. Una alternativa frente a los métodos tradicionales, es el uso de sensores de capacitancia (FDR) para cuantificar la dinámica de θ en la zona no saturada del suelo. El objetivo de este trabajo, fue estimar el consumo de agua en un cultivo de maíz (Zea mayz L), basado en el seguimiento "in situ" del contenido de θ mediante el uso de FDR. Fue estimada la evapotranspiración potencial del cultivo del maíz (ET_c), según la ecuación de la FAO a partir de variables climáticas, la fenología del cultivo se evaluó cada semana. La ET_c fue de 275,58 mm sobrestimando al cálculo estimado con FDR (ET_r) que fue de 197,51 mm. Concluyéndose, que el uso de sensores FDR como herramienta para estimar el consumo de agua por los cultivos, resulta viable y presenta ventajas frente a otros métodos.*

ABSTRACT. *The soil moisture (θ), is an essential parameter used for assessing the availability and consumption of the water by the crops. An interesting alternative compared to traditional methods is the use of capacitance sensors (FDR) to quantify the dynamics of θ at the unsaturated zone of the soil. The objective of this work was to estimate the water consumption in a maize crop (Zea mayz L), based on" in situ" monitoring of the θ content using FDR. Was estimated crop potential evapotranspiration (ET_c), according to the FAO equation using climatic variables and the phenology of the crop was evaluated every week. The ET_c was 275.58 mm overstating the estimate whit FDR (ET_r), which was 197.51 mm. The main conclusion was that the use of FDR as a sensor to estimate the water consumption by crops is feasible and has advantages compared to other methods.*

1. INTRODUCCIÓN

El contenido de humedad en la zona no saturada del suelo, constituye una de las variables más importantes en los procesos de intercambio en la interfase suelo-planta-atmósfera, por lo que el seguimiento de la variación del contenido hídrico en el suelo es relevante, principalmente para estudios de infiltración, drenaje, conductividad hidráulica y riego, entre otros. Además, es una variable indispensable para la comprensión de muchos procesos hidrológicos que están involucrados en una gran variedad de procesos naturales (geomorfológicos, climáticos, ecológicos, etc.) que actúan en diferentes escalas de espacio y tiempo (Entin et al. 2000).

Mediante el seguimiento de los cambios de humedad en el perfil del suelo, es posible también, calcular balances hídricos, por consiguiente permite estimar las pérdidas de agua en el suelo debido a la transpiración de

los vegetales y la evaporación desde la superficie.

Considerando la importancia de la humedad en el suelo, varias técnicas o métodos fueron propuestos para su determinación, pudiendo ser determinada directa o indirectamente. Entre otros, se utiliza el método gravimétrico, la tensiómetria, la sonda de neutrones, la reflectometria en el dominio temporal (TDR) o de la frecuencia (FDR). (Frequency Domain Reflectometry).

Desafortunadamente, cada uno de estos tiene algunas desventajas, unos más que otros. Por ejemplo, el método gravimétrico no puede ser automatizado, es destructivo y su ejecución requiere mucho tiempo. (Brandelik y Hubner, 1997; Alva et al., 1999).

Una alternativa interesante para establecer el perfil de humedad en un suelo, es la utilización de métodos basados en el uso de sensores de capacitancia. Son métodos muy poco destructivos, no contaminantes, de fácil manejo que proporcionan medidas *in situ* e instantáneas del contenido hídrico en el perfil del suelo, pudiéndose obtener balances hídricos.

Tanto para cultivos a cielo abierto como para cultivos protegidos, la medición y control del contenido hídrico y de nutrientes en el suelo son requerimientos necesarios para optimizar la gestión y el manejo del recurso hídrico. Los requerimientos de agua en los cultivos varían, temporal y espacialmente, en función del clima, del manejo, de la fase y de la variedad del cultivo, por lo que su cálculo debe ser local (Doorenbos y Pruitt, 1977). Asegurar una humedad adecuada en la zona de raíces durante las etapas críticas es esencial para obtener rendimientos óptimos. Las etapas más críticas del maíz, desde el punto de vista hídrico, son durante la floración y el jiloteo. El maíz es un cultivo más sensible al estrés hídrico que otras gramíneas como trigo o sorgo.

Los objetivos del presente trabajo fueron, calcular el consumo de agua en el ciclo de un cultivo de maíz y estimar la variación del contenido de agua en el perfil del suelo mediante un balance hídrico con el uso de una sonda de capacitancia portátil de lectura manual.

2. MATERIALES Y METODOS

El estudio se realizó en un cultivo de maíz durante la campaña agrícola de 2008 (ente los meses de julio a octubre), en el Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (La Coruña), situado en una zona costera atlántica, cuyas coordenadas geográficas son 43º14' latitud Norte, 8º15' longitud Oeste y una altitud de 91 m.s.n.m. con suelo profundo de textura franco limosa desarrollado sobre esquistos de Órdenes. Su clima es templado con inviernos suaves y lluviosos y veranos suaves relativamente secos, con una precipitación media anual alrededor de 1.288 mm y temperatura media anual de aproximadamente 13,3 °C. (Báez et al., 2005).

Durante el experimento se llevaron a cabo las técnicas culturales habituales en el cultivo de maíz, evaluándose la fenología del cultivo cada semana.

Con datos meteorológicos obtenidos de una estación meteorológica ubicada en el lugar del experimento, fueron efectuados cálculos de los valores diarios de la evapotranspiración en el maíz (ET_c), utilizándose la metodología propuesta por la FAO (Allen et al., 1998), de acuerdo con la siguiente expresión.

$$ET_c = ET_o * K_c, \quad (1)$$

Donde, ET_o es la evapotranspiración de referencia en mm día^{-1} y K_c el coeficiente de cultivo (adimensional). La ET_o se ha calculado utilizando la ecuación de Penman-Monteith FAO-56.

El coeficiente de cultivo (K_c) varió según el estado fenológico $K_{c\ inc}$=0,30; $K_{c\ int}$=1,20; $K_{c\ fin}$=1,00 (Allen et al., 1998).

Para estimar el contenido de agua en el perfil del suelo, se instalaron en el terreno 12 tubos de acceso de PVC de 50 mm de diámetro, a una profundidad de 160 cm. Utilizando el kit de instalación proporcionado por el fabricante, los tubos de acceso se introdujeron en el suelo verticalmente de forma que se aseguraba un íntimo contacto entre el suelo y la pared exterior del tubo. A continuación, con el uso de una sonda de capacitancia FDR y un data logger portátil (Modelo Diviner 2000) se efectuaron las mediciones de la constante dieléctrica del suelo, consecuentemente estimándose el contenido de agua en el mismo, esta labor se realizo con una frecuencia de cada tres días, durante todo el periodo del trabajo.

Para estimar el balance hídrico se empleó el procedimiento descrito por Arauzo et.al (2003), donde para cada periodo comprendido entre dos aportes de agua consecutivos (lluvia), el cálculo permite obtener los valores de evapotranspiración (independientemente del tipo de cubierta vegetal) y drenaje, así como las variaciones en el contenido de agua.

Los cálculos de θ fueron realizados a una profundidad donde el sistema radicular del cultivo tiene influencia, en el que se producen procesos de evapotranspiración y pueden darse procesos de infiltración hacia capas inferiores, cuando el aporte de agua es excesivo. Para cada periodo entre dos aportes por lluvia existen dos periodos bien diferenciados: El que fue denominado "recarga de agua", que se da mientras se produce el periodo de lluvias, y el periodo de "descarga", en el que no existe aporte de agua.

ΔH es definido como el incremento de agua en la zona de influencia radicular durante el periodo de recarga, y se obtiene mediante la diferencia entre el valor máximo al finalizar el periodo de lluvia y el valor mínimo al anterior periodo de lluvia. En la que, ΔH corresponde a la siguiente ecuación:

$$\Delta H = LL - (ET_r + infiltr_r) \quad (2)$$

Donde: LL corresponde al aporte de agua por lluvia (Valor conocido), ET_r es la evapotranspiración durante el periodo de recarga y $infiltr_r$ infiltración en periodo de recarga.

(ET_r + $infiltr_r$) representa la pérdida de agua en el estrato por evapotranspiración y/o infiltración durante el periodo de recarga, cuyo valor puede ser despejado.

La pérdida de agua en la zona de influencia radicular durante el periodo de descarga se define como ΔH', y se obtiene por diferencia entre el valor máximo tras finalizar el periodo de carga (lluvias) del ciclo actual y el valor mínimo anterior al siguiente aporte de agua. Como durante el periodo de descarga no existe aporte de agua, ΔH' se expresaría como:

$$\Delta H' = (ET_d + infiltr_d) \quad (3)$$

Donde: ET_d y $infiltr_d$ la evapotranspiración y la infiltración corresponden exclusivamente al periodo de descarga, para este periodo la $Infitra_d$ no fue considerada, debido a que es este periodo y en la zona de influencia radicular (0-70 cm) el suelo no supero la capacidad de campo (CC) (Figura 2.)

Las ganancias o pérdidas de agua en el perfil de suelo (ΔE), se obtiene por diferencia entre los valores mínimos entre dos ciclos de riego consecutivos y se define como la ganancia o pérdida de agua en la zona de influencia radicular.

Para cada ciclo completo entre dos periodos de lluvia, incluyendo los periodos de recarga y descarga, las pérdidas por evapotranspiración e infiltración totales se expresarían como:

$$infilt + ET = (ET_r + infiltr_r) + (ET_d + infiltr_d) \quad (4)$$

Los valores de evapotranspiración estimados mediante FDR fueron comparados con los valores de evapotranspiración calculados por la metodología FAO, mediante análisis de regresión simple. Se ha considerado como variable dependiente la evapotranspiración calculados por la metodología FAO y como variable independiente o explicativa a la estimada mediante el uso del FDR. También se han calculado una serie de estadísticos comparativos como la raíz cuadrada del error medio cuadrático (RMSE), el error medio cuadrático (ER) y el índice de similitud (IS) (Willmott,1982).

3. RESULTADOS Y DISCUSION.

La comparación entre el consumo de agua del maíz estimado utilizando la metodología propuesta por la FAO-56 (ET_c) a través de la ecuación Penman-Monteith (PM) y la obtenida mediante la sonda de capacitancia FDR (ET_r), se presenta en la Figura 1.

Cuando se consideran los datos acumulativos como en la figura 1a, las diferencias entre ET_c y ET_r, en

general tienden a aumentar conforme avanza el ciclo vegetativo del maíz. No obstante al comparar los datos diarios de ET_c y ET_r en la figura 1b, se aprecia que a escala diaria ambas variables presentan el mismo valor o siempre la demanda potencial de agua (ET_c) supera al consumo real (ET_r) en cuyo caso se genera déficit hídrico.

Los periodos con déficit y sin déficit están distribuidos a lo largo de todo el ciclo vegetativo del maíz durante el año de estudios.

En la figura 1b también se observa que la demanda potencial de agua ET_c presentó una tendencia a aumentar desde el inicio del ensayo hasta el día 98 después de la siembra (dds), alcanzando los valores más elevados entre 3,6 y 4,9 mm dia^{-1} entre los días 88 y 98 dds coincidiendo con el ciclo vegetativo de el final de floración y formación de granos y posteriormente se mantuvo por debajo de 3,5 mm dia^{-1} con tendencia a disminuir hasta la cosecha.

Los principales periodos con déficit hídrico fueron, en la etapa de crecimiento vegetativo desde los 56 a 60 y de los 60 a 74 días dds, para la etapa de floración y formación de grano fueron desde los 91 a 102 días dds y desde los 126 a 129 días dds (figura 1b)

De acuerdo con la tabla 2 y la figura 1, se observa la representación de los valores acumulados de la ET_c y la ET_r, donde, el consumo de agua por el maíz para el periodo de estudio estimada a través de la ecuación PM fue de 275,58 mm y mediante el uso de FDR fue de 168,75 mm.

La ET_c media para el periodo estudiado es de 2,85 mm $día^{-1}$ y 2,17 mm $día^{-1}$ en la ET_r, teniéndose, un máximo de ET_c y ET_r de 4,9 y 3,94 mm dia^{-1} respectivamente, coincidiendo estos valores con el estado fenológico de formación de granos del maíz.

La infiltración estimada para este periodo fue de 26 mm, estimación hecha solo en el periodo de descarga (ΔH) mediante el balance hídrico, (Tabla 1).

El coeficiente de determinación entre ET_c y ET_r estimado para dicho periodo fue de R^2=0,47, con un RMSE de 0,92 mm $día^{-1}$ equivalente a un error relativo del 32,32 % y un índice de similitud de 0,34. Este coeficiente de determinación e índice de determinación son bajos debido a que en este periodo de estudios presenta mayor número de días con déficit hídrico que sin déficit.

En la figura 2 se representa precipitación para cara periodo entre lecturas de datos de θ (cada tres días) así como contenido hídrico medio registrado a las profundidades de 0-70 cm, 70-120 cm y 120-160 cm, estimado mediante el FDR.

En el curso del ensayo se han observado importantes fluctuaciones del contenido hídrico del suelo principalmente en la zona de influencia radicular (0 a 70 cm), oscilando entre 20,99% y 28,47%, en respuesta a los aportes de agua de lluvia y a la evapotranspiración del cultivo.

A profundidades de 70-120 y 120-160 cm, el θ es más alto con promedios de 32,7% y 35,5% respectivamente, teniendo una menor oscilación y con una tendencia a disminuir durante el periodo de estudios.

El coeficiente de variabilidad (CV) de los datos de θ en los 12 puntos de medición fue de 0,10; 0,13 y 0,42 a profundidades de 0-0,70 cm; 70-120 cm y 120-160 cm respectivamente.

Comparando la figura 1b y 2 se aprecia un buen paralelismo entre los periodos, con mayor diferencia entre ET_c y ET_r, es decir con mayor déficit y aquellos con menor contenido hídrico a la profundidad de 0-70 cm

Tabla 1. Balances hídricos del periodo de Recarga y Descarga en el cultivo del maíz durante el periodo del estudio

Recarga (ΔH)			Descarga ($\Delta H'$)		
ΔH	75,318 mm	162,6 mm	$\Delta H'$	93,43 mm	126,03 mm
ET_c	60,67 mm		Lluvia	32,6 mm	
Infil	26,60 mm		Infil		
Lluvia	162,6 mm	162,6 mm	ET_r	126,03 mm	126,03 mm

Tabla 2. Resumen de los valores obtenidos en el balance Hídrico durante el periodo de estudio en el cultivo de Maíz

Variable		
Nro de días	95,00	dias
ET_c Total (FAO)	275,58	mm
ETr Total (real – FDR)	168,60	mm
Aporte agua (lluvia)	195,20	mm
ET Per. recarga (ΔH)	42,30	mm
ET Per. descarga (ΔH')	126,30	mm
Infilt (Periodo de ΔH)	26,60	mm

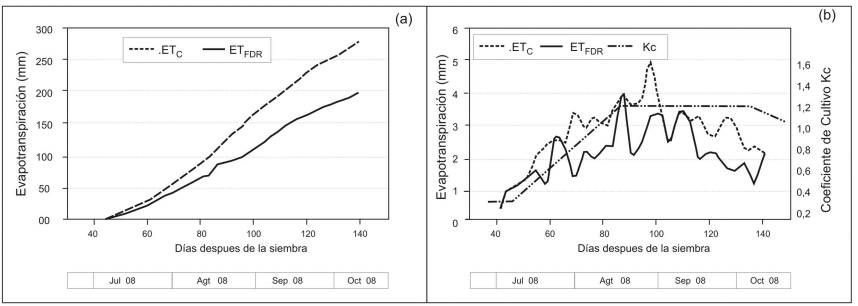


Figura 1. (a) Evapotranspiración acumulativa estimada con el modelo FAO versus la evapotranspiración calculada a partir de sondas FDR en el cultivo de Maíz, (b) Evapotranspiración diaria para ambos casos.

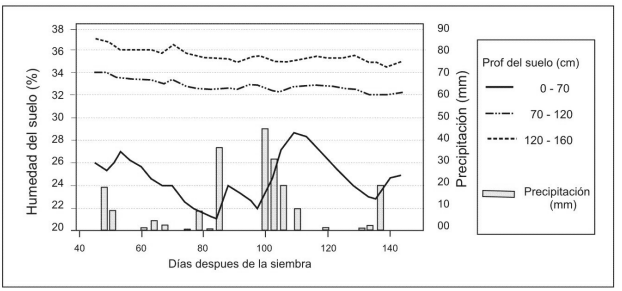


Figura 2. Oscilación del contenido de agua en el suelo (%) a distintas profundidades durante el periodo de estudio. Valores monitorizados con la sonda FDR (Modelo Diviner 2000) con una frecuencia de cada tres días.

4. CONCLUSIONES

En este periodo de estudios, el consumo de agua por el cultivo de maíz estimado por el método de la FAO a partir de datos climáticos fue mayor al estimado con el uso de FDR, esto significa que, el calculo del consumo de agua del maíz mediante la ecuación de PM-FAO 56 sobreestimó en un 38,7% en relación a la estimación del consumo de agua del maíz mediante la sonda de capacitancia FDR.

Las oscilaciones del contenido de agua en el suelo están sujetas a diferentes variables que pueden ser medias y/o estimadas, considerando el más relevante el aporte de agua (lluvia y/o riego). Por lo tanto, para el cálculo de la evapotranspiración mediante balances hídricos utilizando sondas de capacitancia FDR es muy importante conocer los aportes reales de agua.

Por consiguiente, el uso de las sondas de capacitancia portátil para calcular el consumo de agua en el cultivo de maíz y estimar la oscilación del contenido de humedad en el perfil del suelo, resulta viable y presenta algunas ventajas en relación a los métodos tradicionales, tales como las informaciones puntuales y en tiempo real del contenido de humedad en el perfil del suelo, teniendo este método un futuro promisorio en el manejo de los recursos hídricos.

Agradecimientos. "Con el apoyo del Programa Alβan, Programa de Becas de Alto Nivel de la Unión Europea para América Latina nº E07D403924PE"

REFERENCIAS

Alva A.K, y A. Fares, 1999. New techniques for continuous monitoring of soil moisture content to improve citrus irrigation. Proceedings of the Florida State Horticulture Society FSHS, St Petersburg. FL.

Allen R.G., L. S. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998. *Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome, Italy.

Arauzo, M., J.A. Díez, y P. Hernáiz, 2003. Estimación de balances hídricos y lixiviación de nitratos en sistemas agrícolas. En: *Investigación de la zona no saturada,* Vol. VI, ZNS'03 (J. Álvarez-Benedí y P. Marinero, eds). Instituto Técnico Agrario de Castilla León, Universidad Europea Miguel de Cervantes. Valladolid, 2003, 408 pp.

Báez, D., J. Castro, J. López, y R. Novoa, 2005. Efecto del manejo de praderas dentro de una explotación de ganado vacuno en la evolución de nutrientes en suelo durante el periodo de drenaje. En: *Investigación de la zona no saturada*, Vol. VII, ZNS'05 (J. Samper, A. Paz Gonzáles)., Universidad de la Coruña. La Coruña, 2005, 57 pp.

Brandelik, A., y C. Hubner, 1997. Soil moisture determination-Accurate, large and deep. *PHys. Chem. Earth*. Vol.21, Nº 3 pp. 157-160.

Doorenbos, J., y W. O. Pruitt, 1977. Crop water requirements. FAO paper 24. Roma, Italia. 144 p.Shaw, R. H., y J. E. Newman. 1987. Weather stress in the corn crop. In: *National Corn Handbook*. Project leader: R. Nielsen. Purdue University. West Lafayette, Indiana. USA. 6 p.

Entin, J. K., A. Robock, K.Y. Vinnikov, S. E. Hollinger, S. Liu, y A. Namkhai, 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. D9, p. 11865-11877.

Willmott, C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, 63(11): 1309-1313.

BENEFITS OF EC POLICY TO WATER QUALITY IN THE SW OF EUROPE

(Aportaciones de la legislación comunitaria a la buena calidad del agua de la ZNS)

L. P. Serafim Bento

Unidade de Ambiente e Recursos Naturais (UARN)
Departamento Laboratorial de Investigação Agrária (L-INIA)
Instituto Nacional dos Recursos Biológicos (I.N.R.B., I. P.)
Apartado 3228, 1301-903 Lisboa, Portugal
lucinda.bento@iol.pt

Keywords: Bio-indicator, Ecosystem, Unsaturated zone, Water

ABSTRACT. *Issued to guaranty the control of discharges in soils and waters and avoid deterioration of ecosystems, EEC Directives on urban and industrial wastewaters tried to improve water status in Europe. Elder than vertebrates, the unsaturated zone of soils is the natural filter to clean Earth and ecosystems, essential in the adequate solution against irreversible damage, the required step in the unstoppable water cycle. Laws to control ecosystems based on inadequate technologies are inefficient but common. The presence or absence of organisms still is the best indicator of the state of the referred ecosystems. Extracting phosphorous and nitrogen from waste waters (according to different reuse), allowing irrigation and simultaneously retrieve substances of economic value as raw materials, to avoid drinking water use for farming, urban and some industrial purposes, is the most important part of the package of measures essentials for achieving a good state of waters, using correct bio-indicators.*

RESUMEN. *Evitar el deterioro de los ecosistemas es el objetivo de las Directivas CEE sobre aguas residuales urbanas e industriales. La ZNS es más antigua que el Hombre que en ella se ubicó, recogió alimentos, cazó, desechó vertidos, desde las más primitivas de todas las civilizaciones. Habrá que volver hacía atrás en la búsqueda del filtro depurador por excelencia, la ZNS, peldaño esencial en el imparable ciclo del agua: imponer estrictos límites al contenido de los vertidos, controlar vertidos de plantas industriales y agropecuarias, recuperar de las aguas residuales las sustancias de valor económico, para evitar el riego con agua potable y el derroche del agua de mejor calidad para fines industriales, garantizando el suministro con agua realmente potable. Estas medidas forman parte de un conjunto, imprescindible, para lograr un buen estado del agua, que sea atestado por sus verdaderos y reales indicadores.*

1. INTRODUCTION

Whereas Georgics by Virgil (39 BCE) may be the first code of practice for environmental protection issued more than two thousand years before present, a large period of changes in habits and life styles implies some reflection.

Coming back to the 16th century - trying to understand relationship between policy and common rural practices - in order to ratify European country habits contemporaries of the oldest Portuguese policy on water - we noticed that the rejection of organic matter, around most of the European cities (Braudel, 1992), was mainly done by the reintroduction of organic wastes into the unsaturated zone of soils. At the same time that urban wastes (mainly home organic wastes and residues, as well as road sweeping), are used for agricultural purposes, paper mills sit before urban settlements, in order to ensure a good water quality for industrial purposes.

Five hundred years ago, to cause damage in water bodies was enough to receive a punishment. Since the beginning of the 17th century, throwing to the rivers all kind of products causing water damage was forbidden according to "Ordenações Filipinas", a compilation of Portuguese law made under Spanish domination (Almeida, 2002).

Despite the efforts to control all kind of rejection on the environment, the deterioration of ecosystems follows being the main reason for EC policy on water protection. However, better than putting on the paper a list of complex analysis to be done x times and the methods needed to obtain reliable results, watching the Nature and trying to understand misdoing is the most efficient method of correcting and preventing damages: the natural processes remain unchanged, and the Laws of Physic follows dictating the movements of the Universe.

Scientists are supposed to go deep working in all subjects from a starting point that is deeper than universally accepted: considering it is the most consistent position, coherent with common knowledge.

Regarding Environmental Sciences, there are improvements in accuracy of measuring instruments, as compared with those previously used, due mainly to discoveries in technology and or new row materials.

More than 20 centuries after Virgil, EC policies on water remain being a need in order to obtain good water quality for domestic use in Europe, at the time more than 80% of human beings does not have yet enough water to survive in health conditions.

With population expanding at a high rate, the need for increased food production is apparent. Whenever good quality water is scarce, water of "marginal quality" will have to be considered for use in agriculture (Pescod, 1992). However, its quality (and or economical value) also depends on the facilities of discharge given by municipal authorities and the more or less stringent monitoring processes. The control of discharges (from industrial plants) in public sewers is the key to avoid health hazards and contamination.

2. PRESERVING SOIL FERTILITY TO ACHIEVE AN EFFECTIVE WATER PROTECTION

According to Bidlingmaier (1999) "biotechnology has been employed at an increasing rate for environmental engineering purposes." If the correct bio-indicators were used a good state of water may be achieved avoiding drinking water use for some urban, farming and industrial purposes. Municipal wastewater in spite of being made of primarily domestic sewage - contains a portion of industrial effluents discharged to public sewers (Pescod, 1992).

It seams evident and doesn't require demonstration, that:

a) The improvement of water status is a goal very difficult to achieve.

b) The assessment of water quality if done through chemical and microbiological analysis is inadequate to ensure purity and potability. In the meanwhile, the trail of macroinvertebrates could provide information of greater reliability.

c) The soil, mainly along the layers of the unsaturated zone, is the best place for retention of solutes and particles. After passing through the unsaturated zone, water that attains great depths doesn't achieve excessive concentrations of chemicals harmful to human, plants and animal health.

d) Roots, of both aquatic and terrestrial plants, play a fundamental role in adsorption, and are the guarantee of the preservation of a good quality of water flowing below the unsaturated zone to the water table.

Farmers selling goods in urban areas collected sweeping roads, and received all kind of housemaid organic wastes, to apply as fertilizers and grow crops. It means that, between the 17th and 18th centuries, organic residues returned to soils to enrich its organic matter content. The unsaturated zone of soils received enough nutrients to allow, as well as fertility, adequate water content.

Agronomic and economic benefits of wastewater use in irrigation is underlined in the Volume n. 47 of the FAO Irrigation and Drainage Paper Series, pointing out the valuable role of soils on filtering and recycling water.

Controlling farming and industrial plant activities as well as wastewaters discharge, extracting the natural content of domestic wastewaters to retrieve substances of economic value, allows avoid fertilizers use and irrigation water needs.

Expansion of urban populations and increased coverage of domestic water supply and sewerage, give rise of greater quantities of municipal wastewater. With the current emphasis on environmental health and water pollution issues, there is an increasing awareness of the need to dispose of these wastewaters safely and beneficially (Pescod, 1992).

Properly planned use of municipal wastewaters alleviates surface water pollution and not only conserves valuable water resources but also takes advantage of the nutrients contained in sewage to grow crops. The availability of this additional water near population centres will increase the choice of crops farmers can grow. The nitrogen and phosphorous content of sewage might reduce or eliminate the requirements for commercial fertilizers. It is advantageous to consider effluent reuse at the same time as wastewater collection, treatment and disposal are planned so that sewerage system design can be optimized in terms of effluent transport and treatment methods (Pescod, 1992).

3. FACING EC POLICY: DIFFERENT WAYS OF DEALING WITH WATER PROTECTION

The EC policy issued in the beginning of 90's is the result of strong efforts to control water pollution around Europe. Made by representatives of all countries it received contributions of the national delegates, according to their personal preferences, knowledge and scientific experiences. Starting from previously presented proposals, delegates worked for months in order to join enough accuracy, both in French and English versions, agreeing or disagreeing with statements, and voted according their own comprehension, following or not national decisions or orientations. Concerning Portugal, in the first steps of a recent democratic regime, have been allowed individual decisions and, consequently, insufficient discussion of the issues under evaluation. It may be the reason for the UK, Spanish and Portuguese ways of dealing with EC Directives on water, according to the previous study made under the referred Master thesis (Bento, 2003).

Observing the EC archive (Annex 1)[1] we realized that during a couple of years before 1989 the European Council and the European Commission staff tried to join information, asking for national representatives to participate in a preliminary text. After a first draft, documents sent to national representatives of all countries, both in English and French versions, in order to allow a productive meeting scheduled for almost one year after.

During almost three years of preparation, national delegates joined the contributions of researchers and universities to contribute for a best version. The EC assumed the orientation of works but giving national delegates the opportunity to agree or disagree, expressing theirs own needs for introducing amendments.

When Brussels was focussed on water protection trying to implement Directives there were three different feelings, obviously depending on the needs, dictating three different ways of facing law, in the UK, Spain and Portugal: the UK[2] assumes to use 32% of groundwater for drinking water supply, Spain[3] 40% and Portugal[4] 70%. Began in 17 January 1989 with a "Proposal for a Council Directive concerning the protection of fresh, coastal and marine waters against pollution caused by nitrates from diffuse sources" sent to delegates, to be examined on 25 January 1990 by the "Working party on the Environment". However, it was not the starting point of the EC efforts to protect water around Europe.

According to the archives of the Council of European Communities:

a) The UK assumes that had been done efforts to protect waters, codes of practice for environment protection were issued, and a service of consultation - support service to the public – was a guaranty of hitting objectives.

b) Spain didn't give special attention to the control. The amounts of amendments and fertilizers were unknown in a general way: both in regional and national statistics.

c) Portugal says that there were no published laws or control of effluent or sludge used for agricultural purposes.

To enable industry to adapt to new laws (EC Directives) in Portugal were signed during the 90's some "contracts for environmental protection" allowing the possibility of spread over time the goals, transforming the industrial units in a phased form. Thus, legally, the potentially pollutant waste followed being rejected in water, without breaking the law (Kirkby, 2001).

[1] Annex 1 shows the scheduled meetings attended in Brussels by national representatives.

[2] Merkel W., 1985. *cit COM (88) 708 final.*

[3] Information obtained from the Directorate General of the Distribution of Waters (in 1986.11.26). *cit COM (88) 708 final.*

[4] Unofficial information obtained from the Portuguese Ministry of the Environment. *cit COM (88) 708 final.*

Nowadays, Portuguese ecosystems, despite the fact of a lot of money and work spent, are still damage. There are evidences of fallibility, irreversible damage caused by either inexperience, or inadequate solutions.

4. CONCLUSIONS

The unsaturated zone of soils follows being the birth place of micro-organisms involved in soil fertility restoration, as well as the optimal site for roots, where heavy metal can be adsorbed avoiding to reach the water table.

Changes in the relationships between rural and urban styles and livings are the main reason for changes in the needs of water along the last two thousand years:

a) In private consumption, from a few litters per day to more than six hundreds in the 70's;

b) Deep changes in agricultural practices: starting from the use of organic wastes to grow crops, passing through fertilizers in order to enlarge productions, and the use of synthetics to substitute water;

Starting from a few small towns and very large rural areas, with a few and thin ways and streets, to a few square meters to grow crops and the main area covered by buildings and a very fat and large multi-cross of roads.

c) Also very deep changes in the relationship between farming and animal growth, implied an increasing in wastes and discharges. Growing up and feed cattle in small and limited areas needs strong mechanisms of leaching wastes and waters in order to avoid pollution and contamination.

To follow water along the water cycle is the way to prevent the deterioration of ecosystems. Sustainability is the keyword to fight against the tide of empty numbers that covers great part of scientific papers, despite the presence, or absence, of organisms still is the best indicator of a good state of the referred ecosystems.

Controlling wastewater disposal as well as water reuse, both are essential steps in a coherent regulation for water protection.

To extract wastewaters natural contents is to retrieve substances of economic value.

Acknowledgments. Thanks are due to Patrick Murphy (from European Commission, Head of the Water and Marine unit at DG ENV), to Marta Moren-Abat (from Water Framework Directive team), for giving us access to the archive of both, Council and European Commission (from 1989 to 1991), allowing the Master thesis "Eutrophication in the EC policy: a perspective of Environmental Geology" (that is available in http://hdl.handle.net/1822/660) and subsequent research.

REFERENCES

Almeida, C.C., 2002. Evolução histórica da proteção jurídica das águas no Brasil. *Jus Navigandi*, Teresina, ano 7, n. 60, nov. 2002. Disponível em: <http://jus2.uol.com.br/doutrina/texto.asp?id=3421>. Acesso 4 Mar 2009.

Bento, L.., 2003. *A eutrofização no Direito Comunitário. Uma perspectiva da Geologia Ambiental.* Universidade do Minho. Braga. Portugal.

Bidlingmaier, W., 1999. ORBIT 99: Organic Recovery & Biological Treatment; Proccedings of the International Conference on Biological Treatment of Wastes and the Environment. Berlin. ISNB: 3-930894-20-3.

Braudel, F., 1992. Civilização material, Economia e Capitalismo. Séculos XVI-XVIII. Tomo 1-As Estruturas do Quotidiano. *Editorial Teorema*. Lisboa. Portugal. ISBN 972-695-178-X.

Kirkby, M. B-M., 2001. *Os contratos de adaptação ambiental. A concertação entre a Administração_Pública e os particulares na aplicação de normas de polícia administrativa.* Ed. by Associação Académica da Faculdade de Direito de Lisboa. Lisboa. Portugal.

Pescod, M.B., 1992. FAO Irrigation and drainage paper 47 - *Waste water treatment and use in agriculture, 1992. Food and Agriculture Organization of the United Nations*. ISBN 92-5-103135-5

Virgil, 39 BCE. *Georgics* . *Virgil* websites.

Annex 1

Archive of EC Directives referred:

- Document number 4174/90 - issued in Brussels on 17 January 1989.
- COM (88) 708 final - 8 February 1989
- Document number 4411/90 issued in Brussels in 30 January 1989 refers the Working Party on the Environment on 25 January 1990.
- Document number 4411/90 refers the Council Resolution 88/C209/02 of 28 June 1988 requesting the Commission to submit that proposal as soon as possible. "Perspectives for the Common Agricultural Policy" the green paper by the European Commission indicates that excessive use of fertilizers constituted an environmental risk, that common action was needed to control the problems arising from intensive livestock production and that agricultural policy must take greater account of environmental policy.
- Document number 60/85 issued in Brussels in 24 April 1989 refers the Working Party on the Environment on 13 April 1989.

- Document number 6692/89 issued in Brussels on 29 May 1989 referring that the Commission submitted the proposal to the Council on 5 January 1989
- Document number SI (89) 489/2 issued in Brussels on 19 June 1989 referring the meeting of Luxemburg on 8 and 9 June 1989
- Document number 8623/89 issued in Brussels on 16 September 1989 referring the meeting on 14 September 1989
- Document number 8733/89 issued in Brussels on 25 September 1989 referring the meeting on 7 and 8 September 1989
- Document number 9078/89 issued in Brussels on 9 October 1989 referring a French delegation contribution.
- Document number 9212/89 issued in Brussels on 16 October 1989 referring that the proposal was submitted by the Commission to the Council on 5 January 1989, and received opinions from European Parliament and the Economic and Social Committee on 26 May 1989 and 26 April 1989.
- Document number 9222/89 issued in Brussels on 18 October 1989 referring the meeting on 12 October 1989.
- Document number 9444/89 issued in Brussels on 8 November 1989 referring the meeting on Luxemburg on 23 and 24 October 1989.
- Document number 9535/89 issued in Brussels on 7 November 1989 referring the meeting on 28 November 1989.
- Document number 9760/89 issued in Brussels on 10 November 1989 referring the meeting on 28 November 1989.
- Document number 10020/89 issued in Brussels on 17 November 1989.
- Document number COM (89) 544 final issued in Brussels.
- Document number 4857/90 issued in Brussels on 22 February 1990 referring the meeting on 15 February 1990 and the modified submitted on 13 February 1990.
- Document number 4953/90 issued in Brussels on 23 February 1990 referring the meeting on 22 March 1990.
- Document number 5086/90 issued in Brussels on 6 March 1990 referring the meeting on 22 March 1990.
- Document number 5318/90 issued in Brussels on 16 March 1990 referring the Permanent Representatives Committee.
- Document number SN/2741/90 issued in Brussels on 21 May 1990 referring a French delegation contribute.
- Document number 6579/90 issued in Brussels on 22 May 1990 referring the meeting on 7 and 8 June 1990.
- Document number 6743/90 issued in Brussels on 28 My 1990 referring the meeting on 22 May 1990.
- Document number 6779/90 issued in Brussels on 1 June 1990
- Document number 7094/90 issued in Brussels on 18 June 1990 referring the meeting on 7 June 1990.
- Document number 9367/90 issued in Brussels on 25 October 1990
- Document number 5716/91 issued in Brussels on 17 April 1991 referring the meeting on 9 April 1991.
- Document number 5874/91 issued in Brussels on 23 April 1991
- Document number 5875/91 issued in Brussels on 29 April 1991 referring the meeting on 23 April 1991
- Document number ENV/91/43 issued in Brussels on 21 May 1991 referring the meeting on 14 May 1991.
- Document number 5991/91 issued in Brussels on 2 May 1991
- Document number 6517/91 issued in Brussels on 31 May 1991 referring a new draft
- Document number 6522/91 issued in Brussels on 31 May 1991
- Document number 6522/91 issued in Brussels on 3 June 1991 referring the meeting on 13 and 14 June 1991
- Document number 6752/91 issued in Brussels on 6 June 1991
- Document number SN/134/91 issued in Luxemburg on 14 June 1991
- Document number 7043/91 issued in Brussels on 28 June 1991 referring the meeting on 13 and 14 June 1991 referring a modified proposal
- Document number 7043/91 Addendum, issued in Brussels on 1 July 1991 referring the preamble of the proposal.

End of list

SOIL WATER DISTRIBUTION AND NITRATE LEACHING OF DRIP IRRIGATION CONTROLLED BY SOIL MOISTURE SENSORS

Lincoln Zotarelli[1], Michael D. Dukes[1] y Rafael Muñoz-Carpena[1]*

1: Agricultural and Biological Engineering Department
University of Florida
Frazier Rogers Hall, Gainesville, FL, 32611 USA
P.O. Box 110570,
e-mail: lzota@ufl.edu

Keywords: *nitrogen leaching, fertigation, drainage lysimeters, green bell pepper, high-frequency irrigation*

ABSTRACT. *The objectives of this study were to evaluate the effectiveness of different soil moisture thresholds using soil-moisture-sensor (SMS) irrigation control of bell pepper cultivated in plastic mulch. Irrigation treatments were set between 4% and 12% threshold of volumetric-water-content (VWC) which was allotted five irrigation windows/day (of 24 min/event) and bypassed events if the VWC exceeded the established threshold. The control treatment was fixed-time (TIME) irrigation of continuous 2h/day commonly used by producers. Soil water distribution in the soil profile was monitored as well as the nitrate leaching below the root zone using drainage lysimeters. Irrigation treatments set above 10% VWC received 18-41% less irrigation water than the control, however, there was a significant increase in yield compared to TIME. The dynamic of water distribution in the soil profile varied accordingly to the irrigation intensity. Water and NO_3-N captured in lysimeters were lower on SMS-irrigation controlled compared to TIME-based irrigation.*

RESUMEN. *Los objetivos de este trabajo fueron evaluar la efectividad de los sensores de humedad del suelo (SHS) para el control del riego localizado bajo diferentes regímenes de humedad del suelo en un cultivo de pimiento sobre mulching de plástico. Los tratamientos de riego incluyeron el control automático de humedad del suelo entre 4% y 12% de humedad volumétrica programados para dar un máximo de 5 aplicaciones diarias (de 24 min/riego) y saltarse el turno de riego automáticamente si el contenido de humedad del suelo al principio del turno superaba los niveles establecidos. Como control se estableció un sistema por calendario con una aplicación diaria de 2 horas, común en la zona. Los resultados muestran una considerable reducción del volumen del riego (18-41%) cuando controlados por los SHS. La reducción el drenaje y las perdidas por lixiviación del nitrógeno fueron significativamente menores para los tratamientos con SHS comparados con el control.*

1. INTRODUCTION

Vegetables are a major component of Florida agriculture encompassing about 72,000 ha for production with a crop value of $1.5 billion dollars. Bell pepper is the second most important vegetable produced in Florida in terms of value. With a crop value of 209 million dollars, the average acreage annually planted with bell peppers in Florida is 7,500 ha. Vegetable crops in Florida are irrigated due to the coarse-textured soils with low water holding capacity and soil organic matter content. These soils require frequent irrigation and fertigation to minimize crop stress and to attain maximum production. Irrigation and fertigation practices vary widely among growers but irrigation typically occurs 1-2 times each day in fixed timed events normally with longer events during peak growth stages. Although drip irrigation can be very efficient since water and nutrients are delivered to the crop root zone, mismanagement can lead to over-irrigation and excessive nutrient losses due to leaching. One example of water quality degradation due to nutrient enrichment is the Suwannee River basin where nitrate levels have been increased in recent years. The primary entry path has been shown to be springs which result in

mixing of ground and surface water (Ham and Hatzell, 1996; Hornsby and Mattson, 1998). Studies conducted by the Suwannee River Water Management District have reported that groundwater nitrate nitrogen concentrations are elevated along the Suwannee River (Ceryak and Hornsby, 1998). Since irrigation and fertilization are intrinsically linked, appropriate irrigation management is required for these soils in order to avoid nitrate leaching. Despite the N-fertilizer rate recommendation for mineral soils with drip irrigation in Florida of 224 kg N ha^{-1}, growers may opt to apply excessively high N rates to minimize risk of yield reduction due to nitrogen limitations. In addition, on sandy soils, proper irrigation management is decisive to maximize yield, fertilizer and water use efficiency for vegetable crop production. On the other hand, significant reductions in water availability for irrigation use in southeast U.S. have increased the importance of implementation of water conservation practices in agriculture. Agricultural practices such as the use of plastic mulch, drip irrigation and quantitative irrigation scheduling are common in Florida, and they provide growers with a viable option to reduce crop water requirements and thus conserve water resources. Even with these advances, there remains a need for advancement in irrigation management by using real-time monitoring techniques combined with high frequency irrigation application methods based on actual plant water requirements. The use of frequent but low volume irrigation applications via drip irrigation is superior to the more traditional scheduling of few large applications (Locascio, 2005). In the past few years, sensor technology that permits continuous on-farm monitoring of soil water status has become increasingly accessible to commercial producers. Soil moisture sensors (SMS) measure volumetric soil water content (SWC), which can be used to more accurately balance specific crop water requirements. The use of SMS–based irrigation systems can maintain soil water status within upper and lower limits determined by type of soil and crop preventing over irrigation and saving water (Dukes and Scholberg, 2005; Zotarelli et al., 2008; Zotarelli et al., 2009). The objective of this study was therefore to identify suitable irrigation scheduling methods, drip irrigation system design to reduce crop water use and nitrogen leaching while increasing or maintaining pepper yield. We hypothesized that alternative irrigation designs and improved irrigation management will reduce irrigation water requirements and nitrogen leaching of intensively managed pepper production systems.

2. MATERIALS AND METHODS

A field experiment was carried out at the University of Florida, Plant Science Research and Education Unit, near Citra, FL, during the spring of 2008. The soil has been classified as Candler sand (Buster, 1979). These soils contain 97% sand-sized particles in the upper 1 m of the profile (Carlisle et al., 1988) with a field capacity in the range of 0.10-0.12 (v v^{-1}) in the 0-30 cm depth. The area was rototilled and raised beds were constructed with 1.8 m between bed centers. Granulated fertilizer was incorporated into the beds at a rate of 112 kg ha^{-1} of P_2O_5. Beds were fumigated (80% methyl bromide, 20% chloropicrin by weight) 13 days before transplanting at a rate of 604 kg ha^{-1} after placement of drip tape and plastic mulch in a single pass. Irrigation was applied via drip tape (Turbulent Twin Wall, 0.20 m emitter spacing, 0.25 mm thickness, 0.7 L hr^{-1} at 69 kPa, Chapin Watermatics, NY). Water applied by irrigation and/or fertigation was recorded by positive displacement flowmeters (V100 16 mm diameter bore with pulse output, AMCO Water Metering Systems, Inc., Ocala, FL, USA). Weekly manual meter measurements were manually recorded while data from transducers that signaled a switch closure every 18.9 L were collected continuously by data loggers (HOBO event logger, Onset Computer Corp., Inc., Bourne, MA, USA) connected to each flow meter. Pressure was regulated by inline pressure regulators designed to maintain an average pressure in the field of 69 kPa during irrigation events. The plots were 15 m long, and a tractor mounted hole puncher was used to make 50 mm wide openings at 30 cm intervals in twin staggered rows with each approximately 7 cm from the bed center. A weather station located within 500 m of the experimental site provided precipitation, temperature, relative humidity, solar radiation and wind speed data and this information was used to calculate daily reference evapotranspiration (ET_0) according to FAO-56 (Allen et al., 1998). Crop evapotranspiration (ETc) was based on the product of ET_0 and the crop coefficient (K_c) for a given growth stage (Simonne et al., 2007) and values were reduced by 30% to account for the effect of plastic mulch on crop ET (Amayreh and Al-Abed, 2005) until the plant canopy was 80% full cover of raised bed area. Pepper transplants (*Capsicum annuum* var. “Brigadier”) were set on 9 April 2008. Weekly fertigation

consisted of injecting dissolved fertilizer salts into fertigation lines. All plots received 247 kg ha^{-1} of K_2O as potassium chloride and 12 kg ha^{-1} of Mg as magnesium sulphate. The experimental design had seven irrigation treatments randomized within four blocks. The N-rate corresponded to 220 kg ha^{-1} of N applied as calcium nitrate (Olson et al., 2005). The irrigation treatments were identified as single drip irrigation (SS) in the center of the bed and double drip (SD) beside plant rows. The irrigation treatments were regulated by the commercial RS500 soil moisture sensor (SMS) controller manufactured by Acclima, Inc. (Meridian, ID). The RS500 unit controls irrigation application by bypassing time clock initiated irrigation events if soil moisture was at or above a preset threshold of volumetric water content (VWC) depending on irrigation treatment (Table 1). The soil moisture sensor probes were installed at a 45 degree angle between two plants that measured the soil moisture in the top 0.15 m of the bed. Timed irrigation windows were specified as five possible events per day, starting at 8:00 am, 10:00 am, 12:00 pm, 2:00 pm, and 4:00 pm for 24 minutes each (2 hr day^{-1} total). Two reference treatments were established, a time-based irrigation treatment with one fixed 2 hr ($TIME_{2h}$, approx. 6 mm day^{-1}) irrigation event per day and fixed 4 irrigation events per day of 24 min ($TIME_{4x24}$, approx. 4.8 mm day^{-1}), both with a single drip line. An overview of irrigation treatments are outlined in Table 1.

Plots were harvested on 62 and 76 days after transplanting (DAT). The harvested area consisted of a central 10.5 m long region within each plot. Pepper fruits were size graded into culls, medium, large, and extra-large. Marketable weight was calculated as total harvested weight minus the weight of culls. Irrigation water use efficiency (IWUE) expressed in kg of fruit per mc^{-3} of irrigation applied was calculated. The volumetric water content of the top soil of the production beds was monitored by coupling time domain reflectometry (TDR) probes (CS-616, Campbell Scientific, Inc. Logan, UT, USA) with a datalogger (CR-10X, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA). Soil moisture probes were placed in the beds at two subsequent soil layers which recorded soil moisture values. The upper probe was inserted at an angle in order to capture soil moisture in the top 0.15 m of the profile and the lower probe was inserted vertically below the upper probe recording soil moisture between 0.15 m and 0.30 m. Additional three matrices containing twelve TDR probes each were installed in the SS_{12}, SD_{12} and $TIME_{2h}$ treatments. The matrices were configured in a 4 x 3 formation (vertical x transverse), with horizontal rows buried at 0.07; 0.22; 0.37 and 0.70 m and horizontal rows buried at at 0; 0.15 and 0.30 m from the drip irrigation. The resulting contour maps were created using kriging method provided by Surfer 8 (Golden Software Inc., Golden, CO, USA). Soil electrical conductivity of the soil solution and volumetric water content were measured simultaneously every 15 min by Stevens Hydra Probe II - SD12 (Stevens Water Monitoring Systems, Inc., Portland, OR, USA), with the manufacturer provided factory calibration for sand used in data collection. A sequence of 3 Hydra Probes was installed horizontally in the profile at 0.12; 0.37 and 0.67 m depths and 0.05 m from the irrigation drip line. Drainage lysimeters were installed 0.75 m below the surface of the bed three years prior to the bed formation (Zotarelli et al., 2007). Leachate extraction via a vacuum pumping system occurred weekly, one day before each fertigation event. Total leachate volume was determined gravimetrically, and subsamples collected from each bottle were analyzed for NO_3-N so that total N loading rates could be calculated. Soil solution and soil core extracts were stored at –18 ºC until nitrate and nitrite analysis. Samples were analyzed using an air-segmented automated spectrophotometer (Flow Solution IV, OI Analytical, College Station, TX) coupled with a Cd reduction approach (modified US EPA Method 353.2). Statistical analyses were performed using PROC GLM procedure of (SAS, 2002) to determine treatment effects for yield and IWUE. Means separation testing was performed as needed using Duncan's Multiple Range Test at a confidence level of 95%. For repeated measurements such as plant biomass accumulation volume leachate nitrate leaching, the PROC MIXED procedure of SAS with residual maximum likelihood estimation approach and least squares means of fixed effects were pair-wise compared.

3. RESULTS AND DISCUSSION

In the first 23 days after transplanting, a plant establishment phase was characterized by the application of approximately 5.5 mm day^{-1} divided in 4 irrigation events, totaling 123 mm applied to each treatment. After the pepper plants were well established, the irrigation treatments were initiated. Each soil moisture sensor controller was programmed to bypass irrigation if the probe read soil moisture at or above the set threshold at the beginning of an irrigation window. During the crop season, programmed irrigation events were skipped which

significantly reduced the amount of water applied to soil moisture sensor (SMS) based treatments (Fig. 1). The volume of irrigation increased in order $SS_4 < SD_8 < SS_8 < SS_{12} < SD_{12} < TIME_{4x24} < TIME_{2h}$ (Fig. 1). For the same order, the water savings compared to $TIME_{2h}$ treatments corresponded to 76%; 67%, 65%, 60%; 41% and 24%, respectively. The daily application rates can be translated to 1.5, 2.1, 2.2, 2.6, 3.8 and 4.9 mm d^{-1}, respectively.

The cumulative ET_c for the period after the plant establishment was 170 mm (Fig. 1), which indicates that only treatments SD_{12}, $TIME_{4x24}$ and $TIME_{2h}$ received amount of irrigation water above the cumulative ET_c at end of the season. The soil moisture content as measured by TDR probes had a noticeable increase in soil moisture after each irrigation event throughout the growing season (Fig. A2, B2, C2). Soil moisture sensor based irrigation treatments irrigated for short periods of time which resulted in a relatively small increase in soil moisture, consequently decreasing the volume of percolate. On the other hand, the $TIME_{2h}$ treatment was irrigated for a longer time period which resulted in very pronounced soil moisture fluctuations (Fig. 3 bottom row). These spikes in soil moisture were only temporary, as excess soil moisture that rapidly drained in this sandy soil (Fig. 3 D1).

Table 1. Outline and description of irrigation treatments along with threshold volumetric water content (VWC), total cumulative and daily irrigation application depth.

Treat. codes	Irrigation description	Threshold VWC	Number of irrigation events			Marketable Yield	IWUE
		$m^3\ m^{-3}$	Sched.	Irrigated	Skipped	(Mg ha^{-1})	kg fruit m^{-3}
SS_4	Acclima Digital TDT RS-500	0.04	266	77	189	26.4 c	32.6 a
SS_8	Acclima Digital TDT RS-500	0.08	266	106	160	30.7 bc	26.0 ab
SS_{12}	Acclima Digital TDT RS-500	0.12	266	117	149	35.4 ab	25.6 ab
SD_8	Acclima Digital TDT RS-500	0.08	266	172	94	30.2 c	27.0 ab
SD_{12}	Acclima Digital TDT RS-500	0.12	266	171	95	42.7 a	20.9 bc
$TIME_{2h}$	No soil moisture sensor, daily fixed time irrigation	-	54	54	0	33.0 bc	9.6 d
$TIME_{4X24}$	No soil moisture sensor, reduced daily fixed time irrigation	-	216	216	0	40.6 ab	15.6 cd

Soil moisture content returned to field capacity within 12 h. The spikes also indicate that the soil water content as measured by the TDR probes rapidly reaches a point above the soil water holding capacity in the soil upper layer, inducing percolation to deeper soil layers, and explaining the higher percolate volume captured in the lysimeters for the $TIME_{2h}$ treatment compared to the other treatments (Fig. 4). In fact, similar spikes in soil water content were observed at below15 cm showing appreciable soil water percolation though the soil profile.

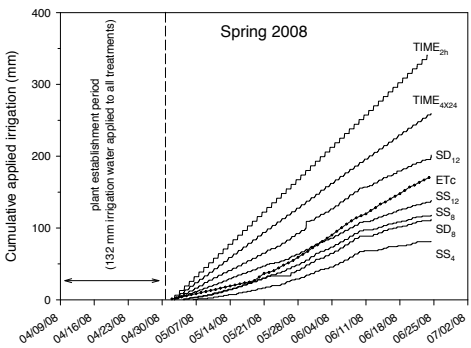


Figure 1. Cumulative irrigation and estimated evapotranspiration (ET_c) after initial plant establishment as affected by different irrigation

scheduling and soil moisture sensor irrigation treatments during spring 2008.

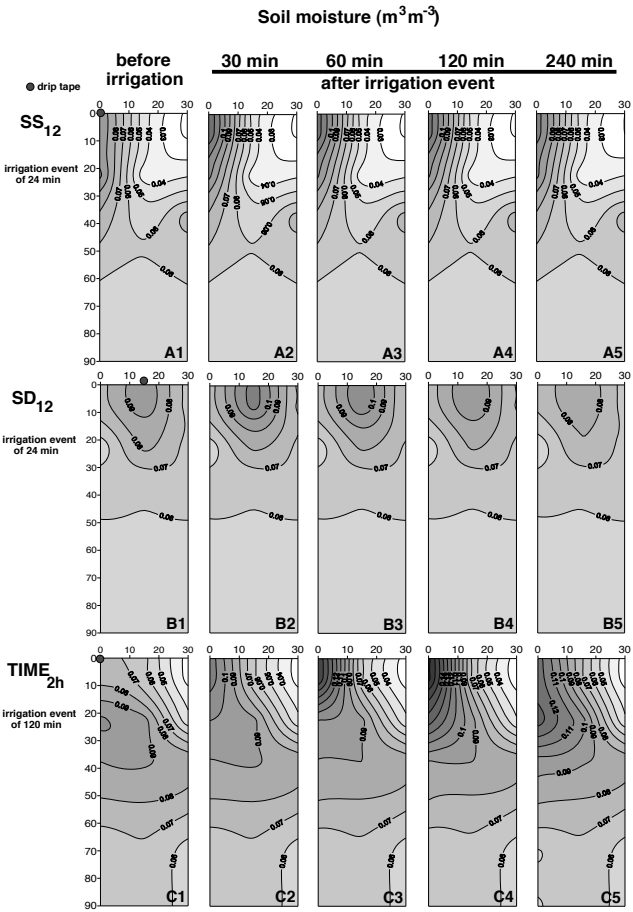


Figure 2. Soil moisture patterns of SS_{12}, SD_{12} and $TIME_{2h}$ treatments at before irrigation, 30, 60, 120 and 240 min after irrigation the beginning of irrigation event. Obs. Irrigation event duration of 24 min for SS_{12} (single center drip) and SD_{12} (double drip) and 2 hours for $TIME_{2h}$.

In terms of soil water availability to plants, the $TIME_{2h}$ treatment initially may provide more favorable growth conditions since the soil remains wetter, thus reducing potential water stress. However, excessive water percolation also may reduce N retention and crop N supply and thereby reduce yield for pepper (Fig. 4). Soil electrical conductivity (EC) was used to assess the effect of irrigation treatments on the movement of the weekly-injected fertilizer solution. Figure 3 shows EC of the upper section of the raised bed for the interval of

48 to 70 days after transplanting (DAT) for SS_4, SS_8, SS_{12} and $TIME_{2h}$ treatments. This monitoring period represented the plant reproductive stage, when the maximum daily N uptake rate was occurring. A narrow relationship between soil moisture and EC was observed for the treatments. The corresponding measurement of EC under $TIME_{2h}$ treatments revealed lower EC values than the SS's treatments. There was a noticeable increase in soil moisture in $TIME_{2h}$ after each irrigation event as measured by the probe placed at the 0.12 and 0.37 m depth (Fig. 3-D1and Fig. 2).

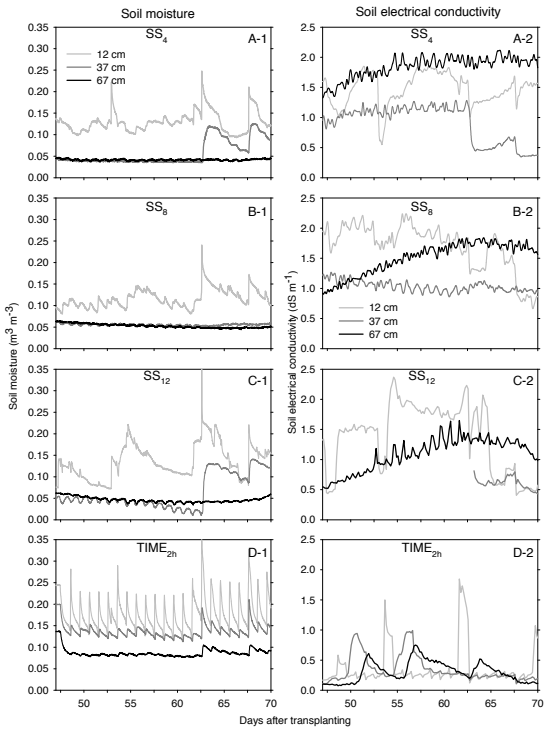


Figure 3. Soil moisture and electrical conductivity of SS_4, SS_8, SS_{12} and $TIME_{2h}$ treatments between 48 and 70 DAT in spring of 2008. Left figures show soil moisture and right figures show soil electrical conductivity at 12, 37 and 70 cm depth.

The SS's treatments were irrigated frequently for short time intervals, which resulted in a relatively small increase in soil moisture, and consequently in minimal vertical displacement and leaching. As a result, for SS's treatments oscillations in soil moisture at 0.37 m were minimal (Fig. 3-A1 to C1), indicating that very little of irrigation water reached this layer. The TIME treatment was irrigated for a longer time period, which resulted in very pronounced soil moisture fluctuations (Fig. 3-D1). These spikes in soil moisture for TIME treatment reached values over 0.20 m^3 m^{-3}, a value well above the soil field capacity, and as a result the excess soil moisture was rapidly drained to deeper soil layers, showing spikes of soil moisture at 0.37 and 0.67 m probes. This clearly demonstrates the mechanistic driving force behind the observed high NO_3-N leaching values for the TIME treatment (Fig. 4) and the pronounced increasing EC in the soil layers below 0.3 m (Fig. 3-D2). As an

example, one day after fertilizer injection (54 DAT), values of EC spiked from 0.2 dS m^{-1} to over 1.5 dS m^{-1} before returning to the initial EC value within the following days at 0.12 m depth. Similar spikes were reported at 0.37 and 0.67 m depth, and both layer showed reduced EC values (< 0.5 dS m^{-1}) after 6 days. By comparison, irrigation management from the SS's treatments produced relatively constant soil moisture and EC values over time, as irrigation water was distributed more evenly across multiple irrigation events according to the soil moisture threshold and thus crop water demand. Therefore, high frequency low volume irrigation methods seems to be much better suited to effectively address the limitation of inherently low water storage capacities of sandy soils. In addition, SS's treatments showed no pronounced spikes in soil moisture and higher values of EC by probes at 0.37 and 0.67 m soil depth, indicating that the volume of water applied at the soil surface did not exceed root water extraction, consequently reducing NO_3-N leaching thus facilitating more efficient water and nutrient use. The only exception was at 61 DAT, when precipitation event of 49 mm occurred. At that moment, an increase in soil moisture was observed at 0.12 and 0.37 m depth for most of the treatments, followed by a decrease in EC for the same depths.

The overall leachate amounts since the transplanting date were 24, 22, 30, 27 and 80 mm, for SS_4, SS_8, SS_{12}, SD_{12} and $TIME_{2h}$, respectively. However, most of the water percolation occurred during the establishment period, except for $TIME_{2h}$, which percolated about 7-8 mm wk^{-1} (Fig. 4 left). Cumulative nitrate leaching at the end of the crop season was significantly higher for $TIME_{2h}$ with 25 kg NO_3 ha^{-1} leached. The measured values for SS_4, SS_8, SS_{12} and SD_{12} ranged from 9 to 13 kg NO_3 ha^{-1} following the same patterns observed for percolated volume (Fig. 3 right).

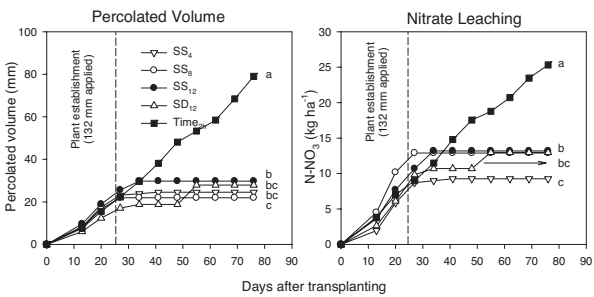


Figure 4. Cumulative leachate volume (left) and cumulative NO_3-N mass leached for different irrigation scheduling and soil moisture sensor irrigation treatments. Treatment means followed by same letter are not different according to Duncan's Multiple Range Test at $P \leq 0.05$.

Irrigation treatments had an important impact on IWUE and pepper yield (Table 1). The marketable yield for green bell pepper ranged between 26.4 to 42.7 Mg ha^{-1}. The use of SMS with 12% VWC threshold and $TIME_{4x24}$ significantly increased marketable pepper yield when compared to the other treatments (Table 1). Pepper yield obtained in these experiments were in the range of those reported in the literature for sandy soils in Florida. The use of soil moisture sensor significantly affected the IWUE (Table 1). The $TIME_{2h}$ treatment had a lowest IWUE values (< 9.6 kg m^{-3}) due to the high irrigation rates applied. It is important to point out that high irrigation rates as applied for $TIME_{2h}$ did not increased yield, conversely, the use of scheduling irrigation by using SMS allowed application of less water, divided in 5 possible irrigation events per day (low volume, high frequency), which resulted in higher IWUE values. While $TIME_{4x24}$ treatment had four irrigation events (high volume, high frequency), which reduced the IWUE, however, there was no negative impact on pepper yields.

4. CONCLUSIONS

Soil-moisture sensor (SMS) based irrigation systems in pepper significantly reduced the applied irrigation resulting in 41%-60% less irrigation water applied compared to fixed time irrigation ($TIME_{2h}$) without reducing yield. Soil moisture sensor controller thresholds below 8% of volumetric water content significantly reduced the

amount of water applied, but also resulted in a significant decrease of marketable yields. The treatment ($TIME_{4x24}$) with four fixed irrigation events a day resulted in similar marketable yields as SD_{12}, SS_{12}, but with lower irrigation water use efficiency. The treatments soil moisture sensors to control irrigation reduced NO_3-N leaching between 40% to 60% compared to the control treatment. The use of double drip improved water distribution across bed, however no additional yield benefit was measured due to the use of double drip comparing SS_{12} and SD_{12} to SS_8 and SD_8

REFERENCES

Allen, R.G., L.S.Pereira, Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Amayreh, J., Al-Abed, N., 2005. Developing crop coefficients for field-grown tomato (*Lycopersicon esculentum* Mill.) under drip irrigation with black plastic mulch. *Agricultural Water Management* 73, 247-254.

Buster, T.P., 1979. Soil survey of Marion County, Florida, Washington, D.C.

Carlisle, V.W., Sodek III, F., Collins, M.E., Hammond, L.C., Harris, W.G., 1988. Characterization data for selected Florida soils. University of Florida-Institute of Food and Agricultural Sciences. Soil Sci. Res. Report . Gainesville, FL. 88-1.

Ceryak, R., Hornsby, D., 1998. Groundwater Quality Report, 1997; Live Oak, FL, Suwannee

River Water Management District, WR98-02.

Dukes, M.D., Scholberg, J.M., 2005. Soil moisture controlled subsurface drip irrigation on sandy soils. *Applied Engineering in Agriculture* 21, 89-101.

Ham, L.K., Hatzell, H.H., 1996. Analysis of nutrients in the surface waters of the Georgia-Florida Coastal Plain study unit, 1970-91: U.S. Geological SurveyWater-resources Investigations Report 96-4037.

Hornsby, D., Mattson, R., 1998. Surface water quality and biological monitoring annual report, 1997; Live Oak, FL, Suwannee River Water Management District, WR98-03.

Locascio, S.J., 2005. Management of irrigation for vegetables: Past, present, and future. *Horttechnology* 15, 482-485.

Olson, S.M., Maynard, D.N., Hochmuth, G., Vavrina, C.S., Stall, W.M., Momol, M.T., Webb, S.E., Taylor, T.G., Smith, S.A., Simonne, E., 2005. Tomato production in Florida. In: Olson, S.M., Simonne, E. (Eds.), Vegetable Production Handbook for Florida 2005-2006. IFAS, Gainesville, pp. 357-375.

SAS, 2002. The SAS system for Windows. Release 9.0. SAS Inst. Inc., Cary, NC.

Simonne, E.H., Dukes, M.D., Haman, D.Z., 2007. Principles and Practices of Irrigation Management for Vegetables. In: Olson, S.M., Simonne, E. (Eds.), Vegetable Production Handbook for Florida 2005-2006. IFAS, Gainesville, FL, pp. 33-39.

Zotarelli, L., Dukes, M.D., Scholberg, J.M., Hanselman, T., Le Femminella, K., Munoz-Carpena, R., 2008. Nitrogen and water use efficiency of zucchini squash for a plastic mulch bed system on a sandy soil. *Scientia Horticulturae* 116, 8-16.

Zotarelli, L., Scholberg, J.M., Dukes, M.D., Muñoz-Carpena, R., 2007. Monitoring of nitrate leaching in sandy soils: comparison of three methods. *Journal Environment Quality* 36, 953-962.

Zotarelli, L., Scholberg, J.M., Dukes, M.D., Muñoz-Carpena, R., Icerman, J., 2009. Tomato yield, biomass accumulation, root distribution and irrigation water use efficiency on a sandy soil, as affected by nitrogen rate and irrigation scheduling. *Agricultural Water Management* 96, 23-34.

ÁREA TEMÁTICA II

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

EVOLUCIÓN DEL RADIO DE LA CAVIDAD ESFÉRICA DE UN EMISOR SUBSUPERFICIAL

María Gil Rodríguez[1], Leonor Rodríguez Sinobas[1], Raúl Sánchez Calvo[1] y Luis Juana Sirgado[1]

1: Grupo de Investigación Hidráulica del riego
Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos
Universidad Politécnica de Madrid
Ciudad Universitaria, 28040, Madrid
e-mail: maria.gil@upm.es; leonor.rodriguez.sinobas@upm.es; raul.sanchez@upm.es; luis.juana@upm.es

Palabras clave: Riego subsuperficial, riego por goteo, cavidad esférica.

RESUMEN. *Una de las desventajas del riego subsuperficial es que el caudal del emisor puede verse afectado por las características del suelo. Esto sucede porque se genera una presión positiva a la salida del emisor. Además, se supone que, alrededor de la misma, se forma una cavidad esférica en cuyo interior el agua fluye libremente. En condiciones de régimen permanente, la presión en el suelo se puede relacionar con las propiedades hidráulicas del suelo, el caudal del emisor y el radio de esta cavidad. La presión generada en el suelo es muy sensible a dicho radio. En este trabajo, se ha observado, en suelo franco uniforme, la formación de cavidades y se ha medido el radio de las mismas para distintos caudales del emisor. Así, se ha obtenido la tendencia entre caudal y presión en el suelo que ilustra el comportamiento de los emisores al ser enterrados en campo.*

ABSTRACT. *One of the disadvantages of subsurface drip irrigation is that emitters flow rate can be affected by soil properties. This happens because a positive pressure develops at the emitter outlet. Around this, a spherical cavity is supposed to be formed. In steady conditions, the pressure in the soil can be related to the soil hydraulic properties, the emitter flow rate and this cavity radius. The pressure generated in the soil is very sensitive to the cavity radius. In this paper, the development of cavities have been observed and measured for various emitter discharges in tests carried out in uniform loamy soils. The trend between soil pressure and emitter discharge has been established which illustrates the performance of buried emitters in the field.*

1. INTRODUCCIÓN

El riego por goteo subsuperficial es el método más avanzado de riego (Patel y Rajput, 2008). Una de sus desventajas respecto al riego por goteo superficial es la disminución de la uniformidad en la aplicación del agua en algunos tipos de suelos (Lazarovicth et al, 2006; Rodríguez-Sinobas et al, 2009). Cuando se utiliza riego subsuperficial, el caudal de los emisores puede verse afectado por las propiedades hidráulicas del suelo (Shani et al. 1996; Gil et al. 2007; Gil et al. 2008). Se cree que el emisor subsuperficial está rodeado, normalmente, de una cavidad en la cual el agua puede fluir libremente (Philip, 1992; Ben-Gal et al, 2004). Si la descarga del emisor no es muy grande, la región saturada es aproximadamente esférica (Philip, 1992). Cuando esta cavidad se va llenando de agua, la infiltración se ve limitada por las propiedades hidráulicas del suelo y se desarrolla, en la misma, una presión positiva (Shani y Or, 1995; Shani et al, 1996; Gil et al. 2007; Gil et al. 2008).

El caudal que desagua un emisor subsuperficial cumple la relación potencial (Karmeli y Keller, 1975):

$$q = k \cdot h^{x}, \tag{1}$$

donde q [$L^3 \cdot T^{-1}$]es el caudal del gotero, h [L] es la presión de trabajo y x [-] y k [$L^{3-x} \cdot T^{-1}$] son constantes de ajuste de pares de valores medios de caudal y de presión de una muestra de emisores con la misma presión de trabajo y

se denominan constante y exponente del emisor, respectivamente.

Shani et al. (1996) midieron la presión del agua a la salida del emisor en varios suelos en campo. Si se desarrolla una sobrepresión h_s [L] alrededor de un emisor enterrado, el gradiente de presión entre el interior y el exterior del ramal disminuye de modo que (Warrick y Shani, 1996; Gil et al. 2008):

$$q = k \cdot (h - h_s)^x \quad (2)$$

Philip (1992) analizó el movimiento del agua a partir de una fuente puntual subsuperficial. Shani y Or (1995) utilizaron las conclusiones de Philip para relacionar la presión en el suelo, h_s con las propiedades del suelo y el caudal emitido por la fuente q.

$$h_s = \left(\frac{2 - \alpha_G \cdot r_0}{8\pi \cdot K_s \cdot r_0} \right) \cdot q - \frac{1}{\alpha_G} . \quad (3)$$

r_0 [L] es el radio de la fuente (cavidad esférica), K_s [$L^1 \cdot T^{-1}$] es la conductividad hidráulica saturada y α_G [L^{-1}] es el exponente de la conductividad subsaturada de la ecuación de Gardner.

h_s es muy sensible a r_0. En la mayoría de los estudios, cuando se simula el comportamiento de los emisores, r_0 se considera constante con respecto al caudal del gotero (Lazarovitch et al, 2005; Shani et al, 1996; Gil et al, 2008); en otros casos, se estima a partir de los valores experimentales del resto de los parámetros de la ecuación (3). Sin embargo, no se han encontrado trabajos en los que se hayan realizado observaciones experimentales de la formación de esta cavidad alrededor del emisor.

En trabajos previos de los autores, se observó una relación lineal entre valores estimados de r_0 y el caudal del emisor q. El objetivo de este trabajo es determinar la posible relación entre q y un r_0 directamente observado y medido.

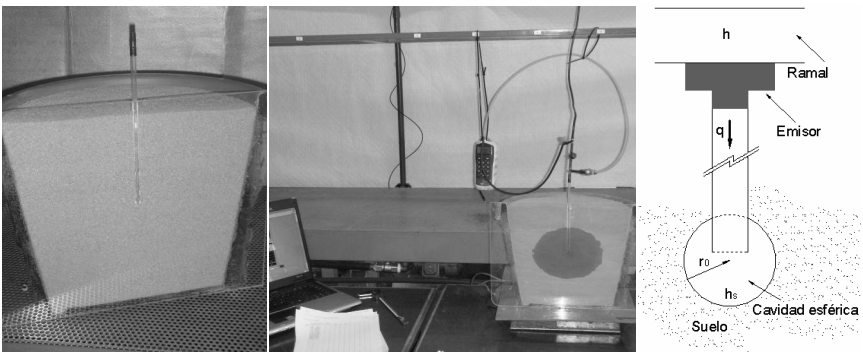
2. MATERIALES Y MÉTODOS

Para observar la formación de la cavidad en el suelo, se realizó una sección transversal en una maceta de 15 L de volumen dividiéndola en dos partes iguales. Se fijó una lámina de metacrilato a una de las partes obteniéndose un recipiente cerrado con la forma de media maceta. En el eje central de la maceta se fijó un tubo de 6 mm de diámetro interior, también de metacrilato, seccionado por la mitad (Figura 1a). El agua se introducía a una profundidad de 11 cm de la superficie del suelo. El tubo de metacrilato se alimentaba, a través de un tubo de plástico de 6 mm de espesor, desde un emisor pinchado en un ramal de 2 m de longitud (Figura 1c). Este ramal estaba colocado en un banco de emisores y era alimentado por ambos extremos (Figura 1b). La presión h, medida en el centro del ramal con un manómetro de precisión ± 0,25% MPa, se mantuvo constante a lo largo del ensayo.

Para medir la evolución del caudal con el tiempo se utilizó una célula de carga de 20 kg de carga nominal y precisión ± 0,002 kg que medía el aumento del peso de cada maceta en el tiempo. Esta medida se registró, mediante una tarjeta de adquisición de datos, en un ordenador.

La duración del ensayo quedó determinada por el tiempo transcurrido hasta que la presión en el suelo se estabilizaba. Al final de cada ensayo, se dibujaba la cavidad formada en la lámina de metacrilato y se medían con un micrómetro digital de precisión ± 0,000001m las longitudes necesarias para calcular el área de la misma. Asimismo, se midió la presión h_t correspondiente al extremo superior del tubo de plástico, con un manómetro digital de precisión ± 0,01 m. La presión en el punto de desagüe del tubo h_s se determinó sumándole a la presión h_t la diferencia de cota (20 cm) entre el punto de toma del manómetro y el del extremo del tubo enterrado (Figura 1b).

Para observar el efecto de las propiedades hidráulicas del suelo en el comportamiento del emisor, se seleccionaron suelos de dos texturas distintas (según clasificación USDA), un suelo arenoso (AR) y otro franco (FR), que se cribaron con un tamiz de 1 mm de luz. La textura de las muestras de suelo se determinó en laboratorio mediante el método del densímetro de Bouyoucos (Day, 1965) y se muestra en la Tabla 1. Los suelos fueron secados a temperatura ambiente durante, al menos, una semana.



(a) (b) (c)

Figura 1. Procedimiento experimental. (a) Sección transversal de la maceta. (b) Equipos de medida utilizados en cada ensayo. (c) Detalle de la cavidad esférica y del conjunto de variables que intervienen en el fenómeno.

La densidad aparente Da [ML^{-3}] en ambos suelos se fijó en 1,4 g/cm^3 por lo que el llenado de las macetas consistió en añadir, cada vez, un peso constante de suelo y compactarlo hasta llegar a una altura, calculada previamente, para obtener un volumen de medio litro.

Tabla 1. Fracciones de suelo (%) determinadas por el método del densímetro de Bouyoucos.

	Suelo AR	Suelo FR
Arena	91	50
Limo	8	32
Arcilla	1	18

Se seleccionaron dos modelos de emisores pinchados no compensantes de 2 L/h (modelo A) y 4 L/h (modelo B) de caudal nominal que se ensayaron a diferentes presiones del ramal para conseguir un mayor rango de caudales.

Las características hidrofísicas de los dos suelos se determinaron según el modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980) mediante el código ROSETTA, calculándose los parámetros de la curva de retención de agua y la conductividad hidráulica saturada del suelo, a partir de su textura y Da.

Mediante este método se determinaron los parámetros hidrofísicos del suelo como contenidos de humedad residual θr [-] y a saturación θs [-], parámetros empíricos α [L^{-1}] y n [-] y la conductividad hidráulica a saturación Ks.

Una vez conocidos los parámetros del modelo de van Genuchten-Mualem, el parámetro α_G del modelo de Gardner se determinó igualando el potencial de Kirchhoff ϕ [$L^2 \cdot T^{-1}$]:

$$\phi = \int_{-\infty}^{0} K(h)dh \tag{4}$$

de este último modelo con el del modelo van Genuchten-Mualem y sustituyendo

$$\alpha_G = \frac{K_s}{\phi}\,. \tag{5}$$

La integración de (4) para el modelo de van Genutchen-Mualem se hizo numéricamente.

Determinados estos parámetros, se calculó el radio de la cavidad r_0 para cada caso mediante la ecuación:

$$r_0 = \frac{2 \cdot q \cdot \alpha_G}{8\pi \cdot K_s \cdot (\alpha_G \cdot h_s + 1) + (\alpha_G{}^2 q)} . \quad (6)$$

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En los ensayos con el suelo arenoso se observó una pequeña cavidad semielipsoidal tan pequeña que no pudo medirse. Además, no se observó una evolución de su tamaño con el aumento del caudal. Por eso, en los resultados que se muestran sólo se han considerado los datos obtenidos con el suelo franco.

En este último suelo, se observó, claramente, la formación de cavidades que pudieron ser medidas (Figura 2). La forma de estas fue elipsoidal para los caudales más bajos. A medida que el caudal aumentaba, se detectó la formación de grietas horizontales. No obstante, se observó que estas grietas tendían a cerrarse con las partículas que iban siendo arrastradas por el agua que fluía por la cavidad, tendiendo a ser cada vez más esféricas con el tiempo.

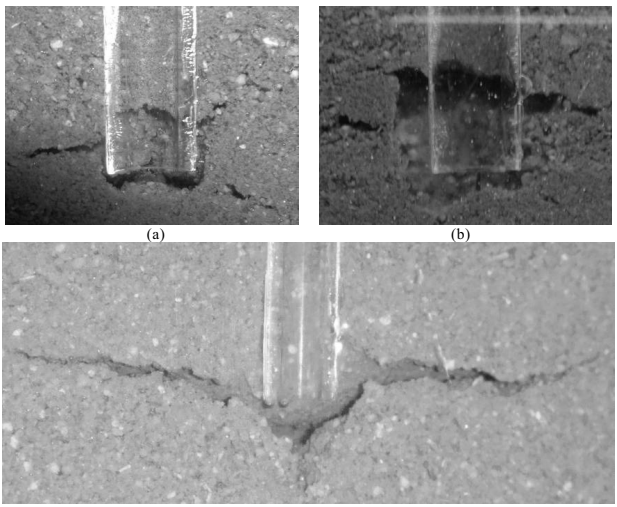


Figura 2. Ejemplos de cavidades formadas (a) q= 4,21 L/h; (b) q = 5,13 L/h; (c) q = 7,88 L/h

En la Tabla 2 se muestran las áreas de las cavidades que se midieron en los diferentes ensayos con el suelo franco, así como los radios de las cavidades en caso de que éstas fueran esféricas $r_{0\ equiv}$. En la tabla también se muestra, para cada modelo de emisor, la presión en el ramal h, la presión en el suelo estabilizada generada durante los ensayos h_s y el caudal medio a lo largo del ensayo q. Hay que tener en cuenta que el caudal q que aparece en la tabla es el doble del registrado por la célula de carga, ya que sería el caudal resultante si consideramos una maceta completa en lugar de media utilizada en los ensayos.

Tabla 2. Resultados de los ensayos.

Emisor	h (mca)	h_s (mca)	q (L/h)	Área (mm^2)	r_0 equiv (m)
A	5	0,6	3,05	20,19	0,0025
A	10	0,6	4,21	57,20	0,0043
A	12	0,6	4,63	69,37	0,0047
A	15	0,5	5,13	95,33	0,0055
B	6	0,6	6,16	142,40	0,0060
B	10	0,5	7,88	191,92	0,0068
B	15	0,6	9,40	202,13	0,0070

Como se observa, el radio de la cavidad aumentó con el caudal del emisor. En la figura 3 se muestra que dicho aumento es lineal en los caudales más pequeños, y tiende a estabilizarse en los caudales más grandes.

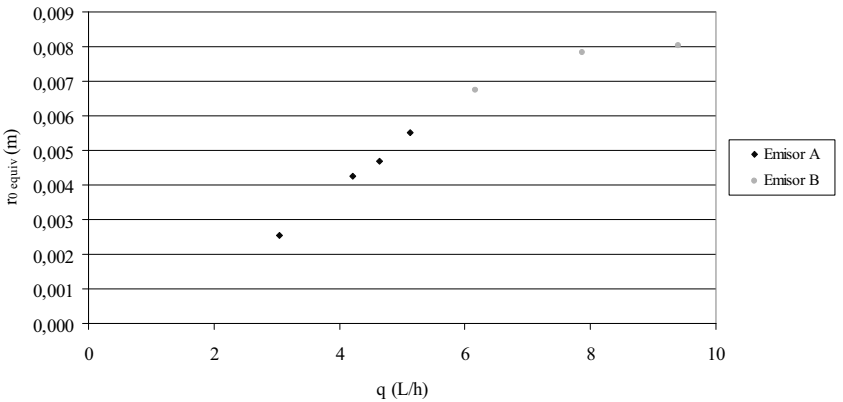


Figura 3. Evolución del radio de la cavidad esférica r_0 con el caudal q

Como era de esperar, h_s aumentaba rápidamente al comienzo del ensayo. En cambio, luego disminuía; esta disminución era más acusada al principio y se hacía cada vez más lenta al hasta que la presión se estabilizaba (Figura 4). Dicho valor, no aumentó al aumentar el caudal del ensayo y se mantuvo entre 0,6 y 0,5 m a pesar de que el caudal varió entre 3,05 y 9,40 L/h. Estos resultados coinciden con los trabajos realizados por los autores previamente con este suelo franco (Gil et al 2007; Gil et al 2008), en los que la presión en el suelo se mantuvo prácticamente constante con el caudal. Sin embargo, los resultados contrastan con las observaciones de otros autores, como Shani et al (1996), en las que la presión del suelo aumentó con el caudal del emisor. No obstante, se debe destacar que estos ensayos se realizaron en campo y que las características del suelo serán, probablemente, diferentes.

La disminución de h_s coincidió con el aumento del tamaño de la cavidad en el tiempo. En estas experiencias los valores de h_s fueron menores que en experiencias previas, lo que indica que las cavidades formadas en aquel caso serían más pequeñas que las actuales. La diferencia de tamaño en la cavidad esférica observada para un mismo caudal de emisor puede ser debida a la profundidad a la que descargaba el emisor. Los emisores utilizados en este trabajo desaguaban a una menor profundidad que en las otras experiencias y, puesto que el suelo de la maceta carece de estructura, el peso de suelo sobre el emisor puede influir en deformación del suelo, a mayor profundidad se produciría una deformación menor.

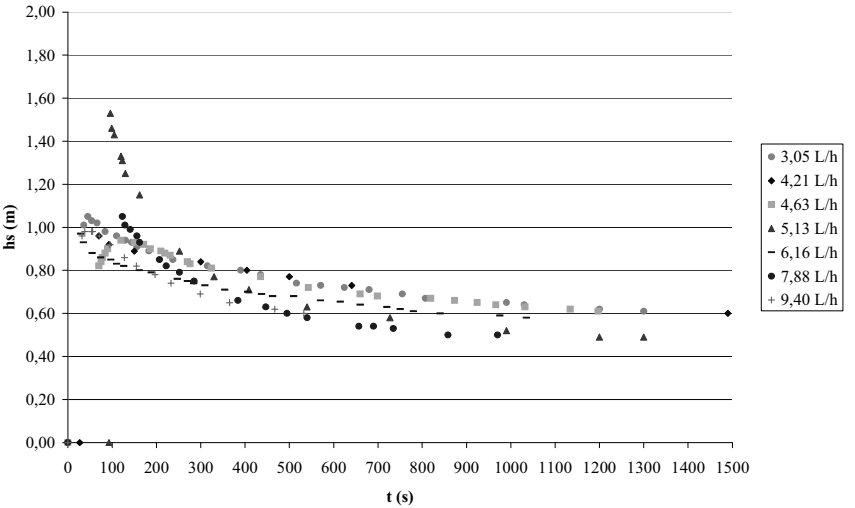


Figura 4. Evolución de la presión en el suelo en el tiempo

Se han estimado las características hidrofísicas del suelo mediante el código ROSETTA a partir de los porcentajes texturales de la Tabla 1 y Da. En la Tabla 3, se muestran los resultados obtenidos para el suelo franco.

Tabla 3. Propiedades hidrofísicas del suelo según el modelo de van Genuchten-Mualem mediante el código ROSETTA y parámetro α de Gardner

θ_r (m^3/m^3)	θ_s (m^3/m^3)	α (m^{-1})	n	K_s (m/s)	α_G (m^{-1})
0,0567	0,4130	1,3	1,5	$3{,}2\cdot10^{-6}$	4,5

A continuación se han calculado los r_0 a partir del resto de los parámetros de la ecuación (3). Los valores de r_0 calculados de esta manera $r_{0\ ROSETTA}$ fueron mayores que los medidos (Figura 5a). No obstante, se observa que, a pesar de ser los valores tan diferentes, el comportamiento es el mismo, esto es, el radio de la cavidad tiende a aumentar linealmente con el caudal del emisor en el rango de caudales más pequeños y luego tiende a estabilizarse a partir de un cierto caudal.

Si se modifica K_s en un orden de magnitud aproximadamente, se obtienen valores del radio de la cavidad $r_{0\ rectif}$ que se ajustan bien a los valores medidos. Esta rectificación se realizó dado que, en anteriores estudios con este suelo se determinó, con un permeámetro de carga variable, un valor de conductividad hidráulica a saturación del orden de 10^{-5} m/s. En efecto, con un valor de $K_s = 2.8\cdot10^{-5}$ m/s, los valores $r_{0\ rectif}$ están dentro de un intervalo de confianza del 10% (Figura 5b).

Se decidió modificar únicamente K_s puesto que en el estudio de sensibilidad de Lazarovith et al (2006), se observó que, de todas las variables de la ecuación (3), ésta era la que más afectaba a r_0. Por otra parte, el valor de K_s utilizado en un principio es el estimado con el código ROSETTA a partir de dos parámetros: textura y densidad aparente y podría no coincidir con el real del suelo de la maceta.

La cavidad esférica es, probablemente más grande en la experiencia con macetas que lo que cabría esperar en campo por la falta de estructura del suelo y porque al estar enterrado el punto de desagüe a pequeña profundidad (11 cm), el peso del suelo en ese punto es menor que en el campo y, se opondría, en menor medida, a la deformación del suelo.

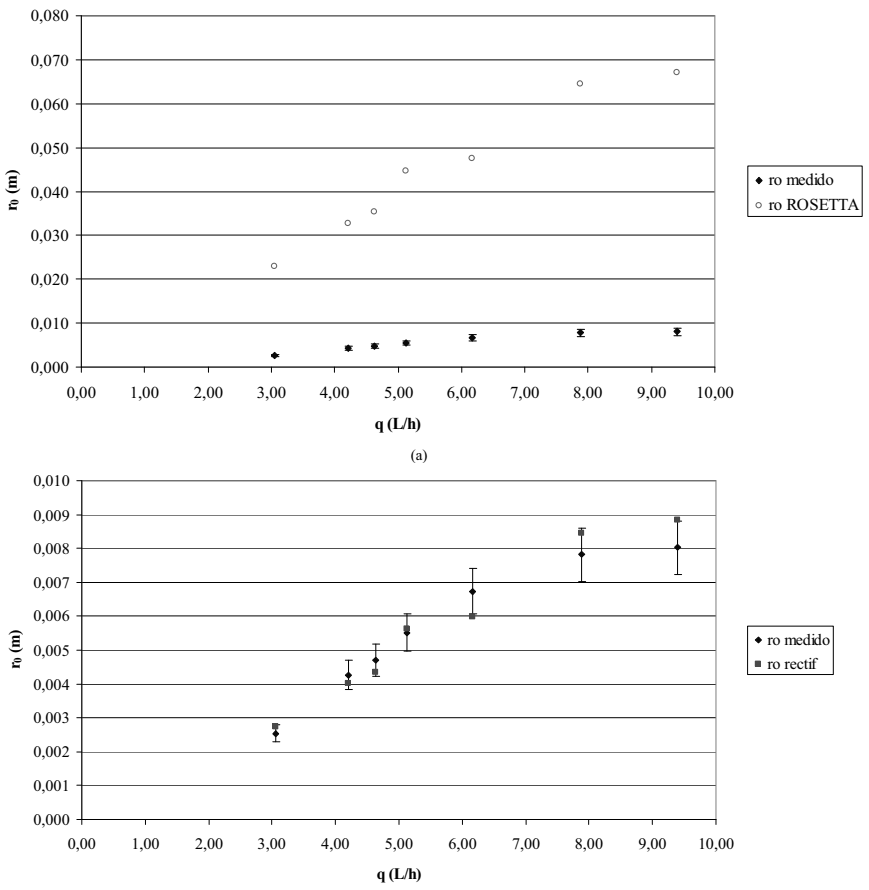


Figura 5. Evolución del radio de la cavidad esférica r_0 medida y calculada con los parámetros del suelo calculados con ROSETTA y rectificando Ks.

4. CONCLUSIONES

La cavidad formada que se observa en el desagüe de un emisor de riego por goteo subsuperficial en las condiciones de los ensayos (muestras de suelo uniforme en macetas) tiende a ser esférica con caudales de emisores pequeños. Cuando el caudal es mayor tienden a formarse grietas horizontales que se rellenan de material del propio suelo con el tiempo teniendo, finalmente, también forma esférica, por lo que se comprueba el supuesto de Philip (1992).

Las medidas de la cavidad esférica muestran que el radio de la misma aumenta linealmente con el caudal del emisor para valores pequeños del mismo y tiende a estabilizarse a partir de un determinado valor.

La disminución con el tiempo de la presión en el suelo en el punto de desagüe del emisor coincidiría con el aumento del radio de la cavidad esférica formada.

Agradecimientos. Los autores quieren agradecer el apoyo de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) a sus trabajos mediante el proyecto de investigación de código AGL2008-00153/AGR.

REFERENCIAS

Ben-gal A., N. Lazorovitch y U. Shani, 2004. Subsurface drip irrigation in gravel filled cavities. *Vadose Zone journal* 3: 1407-1413.

Day P.R., 1965. Particle fractionation and particle-size analysis. In: *Black CA et al (ed) Methods of soil analysis. Part I: Agronomy 9*: 545-567

Gardner W.R.,1958, Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85: 228-232

Gil M., L. Rodríguez-Sinobas, R. Sánchez, L. Juana y A. Losada, 2007. Efecto del suelo en el caudal del gotero en riego subsuperficial. Determinación de caudales máximos. *XXV Congreso Nacional de Riegos*, Pamplona (España)

Gil M., Rodríguez-Sinobas, L., Juana, L., Sánchez, R. y Losada, A., 2008. "Emitter discharge variability of subsurface drip irrigation in uniform soils. Effect on water application uniformity". *Irrig. Sci*., 26:451-458.

Karmeli D. y J. Keller, 1975. Trickle irrigation design. *Rain Bird Sprinkler Manufacturing Corp*. Glendora. California

Lazarovitch N, J. Simunek y U. Shani, 2005. System dependent boundary conditions for water flow from a subsurface source. *Soil Sci Soc Am J* 69: 46-50

Lazarovitch N., U. Shani, T.L. Thompson y A.W. Warrick, 2006. Soil hydraulic properties affecting discharge uniformity of gravity-fed subsurface drip irrigation. *J Irrig Drain Eng* 132: 531-536

Patel N. y T.B.S. Rajput, 2008. Dynamics and modeling of soil water under subsurface drip irrigated onion. *Agricultural Water Management* 95(12):1335-1349

Philip, J.R., 1992. What happens near a quasi-linear point source? *Water Resources Research* 28: 47-52.

Rodriguez-Sinobas L., M. Gil, R. Sánchez y L. Juana, 2009. Water distribution in subsurface drip irrigation Systems. II: Field evaluation. *J. Irrig. Drain.* (En prensa).

Shani U. y D. Or, 1995. In situ method for estimating subsurface unsaturated hydraulic conductivity. *Water Resources Research* 21:1863-1870.

Shani U., S. Xue, R. Gordin-Katz y A.W. Warrick, 1996. Soil-limiting from Subsurface Emitters. I: Pressure Measurements, *J Irrig Drain Eng* 122: 291-295

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

Warrick A.W., U. Shani, 1996. Soil-limiting flow from subsurface emitters. II: Effect on uniformity. *J Irrig Drain Eng* 122: 296–300

CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE LA ZNS: DETERMINACIONES EN LABORATORIO Y ENSAYOS "IN SITU" EN UNA PARCELA AGRÍCOLA DE ARGANDA DEL REY (MADRID)

M. E. Jiménez Hernández[1], A. de la Losa Román[1], M. I. Valverde Asenjo[2], L. Moreno Merino[1], y S. Castaño Castaño[1]

1: Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (España).
e-mail: e.jimenez@igme.es, a.delalosa@igme.es, l.moreno@igme.es, s.castano@igme.es

2: Departamento de Edafología. Facultad de Farmacia.
Universidad Complutense de Madrid.
Plaza Ramón y Cajal s/n. 28040 Madrid.
e-mail: mivalver@pdi.ucm.es

Palabras clave: Ensayos de Infiltración, Carga Constante, Conductividad Hidráulica Saturada, Curvas de Retención Hídrica, Zona No Saturada (ZNS)

RESUMEN. *Este trabajo se enmarca dentro de un* proyecto *que estudia, desde una perspectiva multidisciplinar, el impacto ambiental y sanitario del uso de lodos de depuradora en terrenos agrícolas. Para evaluar la posible afección a las aguas subterráneas es necesario disponer de un modelo de flujo y transporte de contaminantes para la zona experimental, que se localiza en una finca agrícola en Arganda del Rey (Madrid). Los resultados que se describen en esta comunicación forman parte de los ensayos realizados para la caracterización de las propiedades hidráulicas del suelo y la zona no saturada (ZNS) en la parcela experimental. Se han obtenido valores de conductividad hidráulica saturada del terreno a partir de ensayos de infiltración "in situ" a diferentes profundidades y de medidas en laboratorio sobre muestras inalteradas. Por otro lado, se han determinado las curvas de retención hídrica en los primeros 30 cm y se ha llevado a cabo la caracterización granulométrica y las medidas de densidad aparente hasta una profundidad de 200 cm.*

ABSTRACT. *This work is included in a multidisciplinary project that studies the environmental and health impact of the application of sewage sludge on agricultural lands. A model for flow and pollutant transport is necessary to asses the possible affection to groundwater in the experimental area, which is located in a agricultural land in Arganda del Rey (Madrid). This paper reports the results of the experiments performed in order to characterize the hydraulic properties of soil and unsaturated zone in the experimental plot. Values for the saturated hydraulic conductivity of soil at different depths have been obtained by means of both in situ" infiltration tests and laboratory measurements using undisturbed samples. On the other hand, soil water retention curves until 30 cm depth, and granulometric analysis and bulk density values until 200 cm depth have been determined.*

1. INTRODUCCIÓN

La aplicación de lodos de depuradora al suelo con fines agrícolas o forestales es la principal salida contemplada en el Plan Nacional de Lodos de Depuradora del Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino. Esta utilización, además, resulta una opción económica para el tratamiento de estos residuos. Sin embargo, este uso de los lodos puede llevar asociado riesgos de contaminación del medio receptor, el suelo, y posibles efectos nocivos tanto sobre aguas, vegetación, animales como sobre el propio ser humano.

El proyecto en el que se enmarca este trabajo aborda desde la perspectiva de la bioseguridad, el estudio de los problemas inherentes al empleo del suelo como receptor de sustancias potencialmente contaminantes. Uno de los

principales objetivos de este proyecto es la creación de un modelo experimental que permita validar los modelos de flujo y transporte de contaminantes en un suelo en el que se aplican lodos de depuradora. Previamente, es necesario abordar la caracterización de las propiedades hidráulicas del medio receptor. Los trabajos se han llevado a cabo en la finca experimental "La Isla" del IMIDRA (Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario) en Arganda del Rey, al sureste de la Comunidad de Madrid (Figura 1). En ella, se han definido parcelas de tratamiento y parcelas control. Las primeras están destinadas a la aplicación de diferentes cargas de lodos de depuradora de tipo aerobio y anaerobio, y las segundas, sin aplicación de lodos, a la realización de ensayos y toma de muestras para la caracterización de las propiedades físicas, químicas y biológicas del medio que definan las condiciones previas a los tratamientos.

La parcela agrícola "La Isla" presenta una superficie aproximada de 0,5 hectáreas y se sitúa sobre las terrazas bajas del río Jarama, cuyo curso discurre al norte de la misma. Estas terrazas se encuentran en la actualidad muy presionadas por actividades de carácter antrópico. Los materiales presentes en la zona de trabajo están constituidos por litologías de carácter detrítico depositados en estratos horizontales pertenecientes a sedimentos de origen fluvial principalmente.

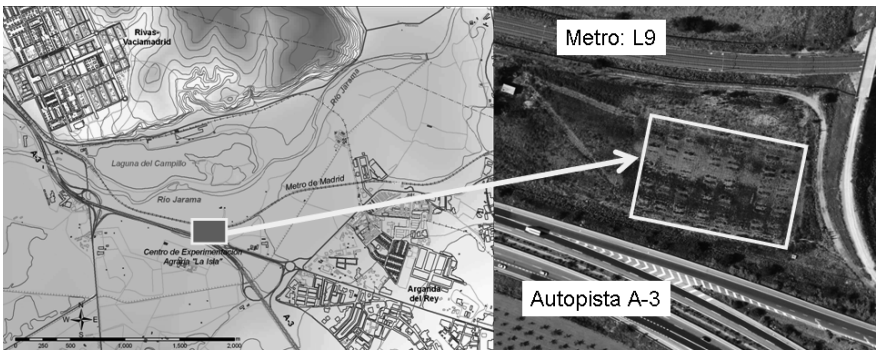


Figura 1. Plano de situación (izquierda) y fotografía aérea (derecha) de las parcelas en la zona de estudio en Arganda del Rey (Madrid)

Este trabajo muestra los primeros resultados de los ensayos realizados para la caracterización de las propiedades hidráulicas del suelo y ZNS en la parcela experimental. Se han realizado, por un lado, ensayos de infiltración "in situ" con anillo simple a diferentes profundidades para estimar la conductividad hidráulica saturada. Por otro lado, se han caracterizado granulométricamente los materiales extraídos en testigo continuo hasta 200 cm. Por último, se han determinado en laboratorio las curvas de retención hídrica, la conductividad hidráulica saturada y la densidad aparente en muestras inalteradas de suelo extraídas en los primeros 30 cm desde la superficie.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los ensayos en campo y las diferentes campañas de muestreo se han llevado a cabo durante mayo de 2007 y abril- julio de 2008.

Para los ensayos de infiltración de anillo simple se ha utilizado un cilindro de acero de 33 cm de diámetro y 40 cm de altura. Los ensayos de infiltración se han realizado a carga constante, en superficie y a diferentes profundidades mediante la apertura de zanjas con retroexcavadora a 20, 40, 75 y 160 cm de profundidad. Los valores de la conductividad hidráulica saturada se han obtenido a partir del análisis de la cinética de infiltración experimental mediante el método de ajuste de Wu (1999).

Para la descripción granulométrica de los materiales estudiados se han tomado 3 testigos continuos, hasta una

profundidad de 200 cm, mediante martillo percutor con tomamuestras tipo COBRA embutidos en tubos de polietileno. De cada uno de los testigos se han separado 40 muestras tomadas cada 5 cm para determinar la variación de la textura y de la densidad aparente con la profundidad. Las fracciones arenosas se han separado mediante tamizado en seco y las fracciones limo y arcillas se han determinado por el método de la pipeta de Robinson (Van Reeuwijk, 2002).

Las determinaciones en laboratorio de la densidad aparente, la curva de retención hídrica y la permeabilidad saturada se han realizado sobre muestras inalteradas de 100 cm^3 tomadas a tres profundidades diferentes: 0-10 cm, 15-20 cm y 20-30 cm. Para tomar estas muestras inalteradas se ha empleado una sonda manual Eijkelkamp utilizando cilindros metálicos normalizados (dimensiones: 53 mm de diámetro exterior y 50 mm de altura).
La densidad aparente se ha determinado por gravimetría sobre el suelo secado en estufa a 105 ºC durante 16-24 horas (Van Reeuwijk, 2002), empleando al menos 3 réplicas para cada profundidad ensayada.

Las determinaciones de los puntos de las curvas de retención hídrica, o curvas pF, se han realizado empleando el método del recipiente de tensión hídrica para valores de pF ≤ 2,7 y el método de la membrana a presión para valores de pF ≥ 3,0. El contenido hídrico de la muestra en equilibrio a cada valor de pF se determina gravimétricamente, en relación con la masa del suelo secado en horno a 105 ºC durante 16-24 horas (Van Reeuwijk, 2002). Para el intervalo entre pF = 0 (saturación) y pF 2,0 (100 hPa) se ha utilizado la caja de arena (Eijkelkamp, modelo 08.01), continuando la succión hasta pF 2,7 (500 hPa) en la caja de arena/caolín (Eijkelkamp, modelo 08.02.SA). Las determinaciones entre pF 3,0 (1000 hPa) y pF 4,2 (15500 hPa) se han realizado en un aparato de membrana a presión o cámara de Richards (Eijkelkamp, modelo 08.03). Los ensayos se han llevado a cabo de acuerdo a los procedimientos descritos por el fabricante para cada una de estas técnicas, empleando entre 3 y 5 réplicas para cada profundidad ensayada.

Las medidas en laboratorio de la conductividad hidráulica saturada de muestras inalteradas se han realizado con un permeámetro de laboratorio (Eijkelkamp, modelo 09.02) con capacidad para 5 muestras, siguiendo el protocolo descrito por el fabricante para ensayos a carga constante (adecuado para valores de permeabilidad saturada superiores a 1 cm/d). Para cada profundidad estudiada se han utilizado al menos tres réplicas, ensayando diferentes valores de carga entre 0,8 y 2,0 cm.

Los ensayos de laboratorio se han realizado en el Departamento de Edafología de la Universidad Complutense de Madrid.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Ensayos de infiltración

En la parcela experimental se han identificado de visu los siguientes materiales: suelo agrícola arado (hasta aproximadamente 25 cm de profundidad), arena fina limosa color ocre (de 25 a 110 cm), alternancia de niveles finos de arenas medias y limos de color pardo (de 110 hasta unos 130 cm) y arenas medias y gruesas con clastos visibles de cuarzo, yeso y micas (a partir de unos 130 cm). Para realizar los ensayos con infiltrómetro de anillo simple a carga constante se han seleccionado las siguientes profundidades: en superficie, a 20, 40, 75 y 160 cm. Al representar los datos de los ensayos en forma de gráficos de infiltración (cm/d) frente a tiempo se han obtenido las curvas características, con un descenso inicial de la infiltración hasta estabilizarse en torno a un valor constante cuando se alcanza la saturación del medio (Figura 2).

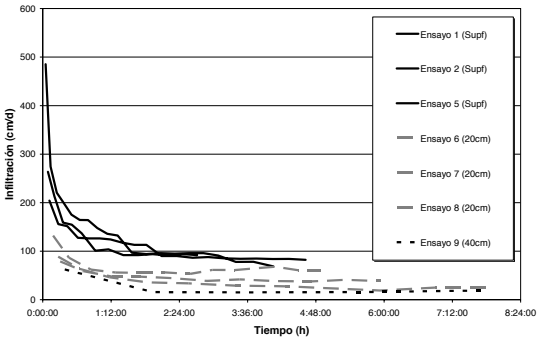


Figura 2. Ejemplos de curvas experimentales de los ensayos de infiltración a diferentes profundidades.

Para calcular la conductividad hidráulica saturada se han empleado las ecuaciones de Wu y Pan (1997) y Wu et al. (1999). Los autores proponen una ecuación generalizada de infiltración para ensayos con infiltrómetro de anillo simple, obtenida a partir de la ecuación de Richards aplicando los factores de escala apropiados para tiempo y espacio (Wu y Pan, 1997). Cuando se cumple la condición de saturación del medio (estado estacionario), el tramo final de la representación de los valores de infiltración acumulada respecto al tiempo se ajusta a una recta (Wu et al., 1999). En la Figura 3 se muestra uno de los ajustes llevado a cabo, como ejemplo del análisis realizado en cada uno de los 11 ensayos de infiltración.

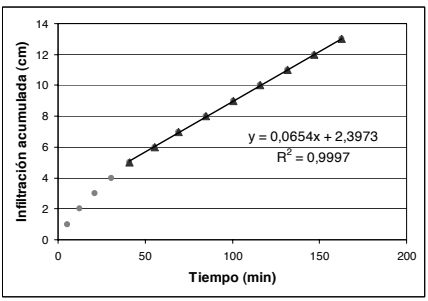


Figura 3. Ejemplo de ajuste según el método de Wu sobre el gráfico de la infiltración acumulada frente al tiempo construido con los datos experimentales de uno de los un ensayos de infiltración.

De acuerdo al modelo, los valores de la conductividad hidráulica saturada, K_s, pueden calcularse con la siguiente ecuación:

$$K_s = \frac{A}{(a \cdot f)} \tag{1}$$

Donde "A" es la pendiente de la recta de ajuste, "a" es una constante adimensional determinada empíricamente (a = 0.9084) y "f" un factor que depende de las dimensiones del cilindro y que se calcula

mediante la siguiente expresión:

$$f = \frac{H + 1/\alpha}{d + r/2} + 1 \quad (2)$$

Siendo "d" la profundidad de inserción del cilindro (cm), "r" el radio del anillo de infiltración (cm), "H" la carga de agua en el cilindro y "α" un parámetro que depende del tipo de material. Para los materiales ensayados en este estudio se han los valores de α = 0,36, aplicable a arenas, arena margosa y arena fina, α = 0,12, válido para marga y marga arenosa fina (Elrick y Reynolds, 1992).

Los valores obtenidos para K_s para cada una de las profundidades ensayadas se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores de K_s de los ensayos de infiltración realizados a diferentes profundidades. En el caso de ensayos replicados, junto a los valores promedio se indica el intervalo de confianza al 95%.

Profundidad ensayo	Ensayo	K_s (cm/d)	PROMEDIO
Superficial	1	43,5	
	2	40,6	
	3	21,9	32 ± 13 cm/d
	4	10,5	
	5	42,0	
20 cm	6	27,6	
	7	19,3	19 ± 9 cm/d
	8	11,2	
40 cm	9	7,4	7,4 cm/d
75 cm	10	99,5	99,5 cm/d
160 cm	11	218	218 cm/d

Los resultados obtenidos muestran que la conductividad hidráulica saturada disminuye ligeramente con la profundidad durante los primeros 40 cm (valores de 32 a 7,4 cm/d). Sin embargo, a mayores profundidades se observa un incremento en la permeabilidad del medio, con un aumento notable de los valores de K_s (de 100 a 218 cm/d al profundizar desde 75 a 160 cm). Este comportamiento puede explicarse por el efecto del arado del terreno, ya que se favorece que a profundidades próximas a 40 cm se acumulen materiales finos procedentes del lavado desde la superficie.

En el apartado 3.3 se muestran los valores de K_s obtenidos mediante el permeámetro en el laboratorio y se comparan con los resultados de conductividad hidráulica saturada obtenidos en campo.

3.2. Análisis granulométrico y densidad aparente en testigo continuo

La descripción textural de las muestras obtenidas mediante testigos continuos se ha realizado de acuerdo a la clasificación ISSS (Dewis y Freitas, 1970; Porta et al, 1994). En los testigos de 200 cm analizados se han identificado cambios texturales a las siguientes profundidades: 25 ± 5, 105 ± 5, 145 ± 5 cm. En la Tabla 2 se muestran los porcentajes promedio de arena gruesa (AG), arena fina (AF), limo (L) y arcilla (Arc) característicos de cada uno de los intervalos de profundidades identificados.

Tabla 2. Resultados del análisis granulométrico

Profundidad (cm)	% AG	%AF	% L	% Arc	TEXTURA
0-25	2,4 ± 0,2	39 ± 1	30 ± 1	29 ± 1	Arcillosa
25-105	1,5 ± 0,7	61 ± 7	17 ± 5	21 ± 2	Franco arcillo-
105-145	34 ± 4	36 ± 5	12 ± 2	18 ± 1	Franco arcillo-
145-200	81 ± 4	9 ± 4	0,6 ± 0,3	9,4 ± 1	Arenosa

El análisis granulométrico muestra la predominancia de las fracciones arcillosas y arcillo-arenosas de grano fino predominantemente hasta una profundidad de 145 cm. A partir de los 145 cm, la fracción arenosa presenta una granulometría más gruesa, pasando a ser arenas medias a gruesas.

Por otro lado, se ha determinado la densidad aparente en los testigos continuos cada 5 cm, observándose,

que este parámetro aumenta con la profundidad. En las muestras más superficiales, hasta 15 cm, los valores representativos son 1,1 ± 0,1 g/cm^3; desde 15 cm hasta 105 cm la densidad típica es 1,3 ± 0,1 g/cm^3, aumentando hasta 1,4 ± 0,1 g/cm^3 para el tramos de 105 hasta 145 cm, y 1,5 ± 0,1 g/cm^3 para el tramos de 145 hasta los 200 cm.

3.3. Curvas de retención hídrica, conductividad hidráulica saturada y densidad aparente en muestra inalterada en laboratorio

Se ha abordado una caracterización con mayor detalle de las propiedades hidráulicas del terreno en los primeros 30 cm de profundidad determinando en laboratorio las curvas de retención hídrica y la conductividad hidráulica saturada. Estos ensayos se han realizado con muestras inalteradas recogidas a tres profundidades diferentes (0-10 cm, 10-15 cm y 20-30 cm). Para estas muestras se ha determinado también la densidad aparente. En la tabla 3 se muestra un resumen de estos resultados.

Tabla 3. Valor promedio e intervalo de confianza (95%) para la humedad volumétrica (θ) a valores de pF característicos, la conductividad hidráulica saturada (K_s) y la densidad aparente (ρ_a), determinados en laboratorio sobre muestras inalteradas de suelo.

Profundidad (cm)	Θ a pF = 0,0 (cm^3/cm^3)	Θ a pF = 2,0 (cm^3/cm^3)	Θ a pF = 3,0 (cm^3/cm^3)	Θ a pF = 4,2 (cm^3/cm^3)	K_s (cm/d)	ρ_a (g/cm^3)
0 – 10	≅ 0,5	≅ 0,3	0,227 ± 0,005	0,100 ± 0,001	223 ± 64	1,01 ± 0,05
10 - 15	0,51 ± 0,02	0,37 ± 0,02	0,279 ± 0,002	0,129 ± 0,001	29 ± 9	1,31 ± 0,01
20 - 30	0,43 ± 0,01	0,36 ± 0,02	0,302 ± 0,002	0,133 ± 0,001	7 ± 1	1,41 ± 0,02

La curva de retención establece la relación entre el potencial mátrico y la humedad volumétrica de un suelo, y depende la fuerza que ejerce la matriz edáfica para retener un volumen determinado de agua. Para las tres profundidades ensayadas se han determinado las curvas características de desecación en el intervalo de pF entre 0 y 4,2. En la Tabla 3 se muestran los valores del contenido volúmico de agua para algunos puntos característicos de la curva como el de saturación (pF = 0), capacidad de campo (pF = 2,0) y punto de marchitez permanente (pF = 4,2). En la región de potencial mátrico elevado, entre pF 3,0 y 4,2, se observa que para cada valor de pF dado el contenido de humedad aumenta al aumentar la profundidad, es decir, en el mismo sentido en el que aumenta la densidad aparente. Al representar θ frente a la densidad aparente (Figura 4) se obtienen ajustes lineares aceptables para los valores de pF ensayados en este intervalo (r^2 = 0,997, 0,976 y 0,984 para pF = 3,0, 3,4 y 4,2, respectivamente).

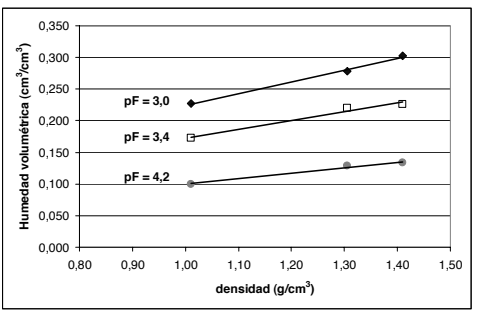


Figura 4. Ajuste lineal de las representaciones del contenido volumétrico de humedad para los valores de pF entre 3,0 y 4,2 frente a la densidad aparente.

En la región de succiones moderadas y bajas (pF < 3,0), no han podido hacerse medidas con precisión

para la muestras superficiales menos compactas, ya que presentaban tendencia a colapsar durante los ensayos en la caja de arena tras la saturación. Para las muestras entre 10 y 30 cm, se observa que los contenidos de humedad en saturación y a capacidad de campo disminuyen con la profundidad al aumentar la densidad.

En cuanto a la conductividad hidráulica saturada, K_s, los valores experimentales se han obtenido en las condiciones de laboratorio a una temperatura entre 19 ºC y 24 ºC. En la Tabla 3 se muestran los promedios de los valores de K_s calculados a 20 ºC, una vez aplicado el factor de corrección correspondiente a la variación de la viscosidad del agua con la temperatura (en nuestras condiciones de ensayo, los factores de corrección han variado entre 0,99 y 1,11). Los resultados obtenidos en el intervalo de profundidad de 0 a 30 cm muestran una tendencia decreciente de la conductividad hidráulica saturada a medida que aumenta la densidad aparente del material. Se observa además, en todas las profundidades ensayadas, una elevada variabilidad de los resultados. Para la profundidad de 0-10 cm, los valores de K_s medidos varían entre 130 y 320 cm/d, para la profundidad de 10-15 cm entre 7 y 53 cm/d, y para la profundidad de 20-30 cm el rango de variación de los valores se encuentra entre 4 y 11 cm/d. Al comparar estas conductividades hidráulicas saturadas con las medidas en los ensayos de infiltración "in situ", se observa que los valores son del mismo orden de magnitud respecto a las profundidades de 20 y 40 cm, pero no para las medidas superficiales (0-10 cm). Los valores tan altos obtenidos en laboratorio pueden deberse a la baja compactación que presenta el material más superficial, y a que en las medidas en laboratorio no se ve afectado por el material subyacente que presenta menor K_s.

4. CONCLUSIONES

Con el fin de elaborar y validar un modelo que simule el flujo y transporte de contaminantes en un terreno agrícola en el que aplican lodos de depuradora, se han determinado experimentalmente las propiedades hidráulicas del medio. Se han determinado las siguientes características del suelo hasta una profundidad máxima de 200 cm: textura , densidad aparente, curvas de retención hídrica y conductividad hidráulica saturada

La descripción de materiales realizada de visu concuerda con las texturas obtenidas a partir del análisis granulométrico realizado en laboratorio: arcillosa gruesa (0-25 cm), franco arcillo-arenosa (25-145) y arenosa (145-200cm). La densidad aparente aumenta con la profundidad, desde valores en superficie próximos a 1,1 g/cm^3 hasta valores de 1,5 g/cm^3 a 200 cm de profundidad. El mayor incremento se produce en los primeros 30 cm, donde se alcanza una densidad aparente próxima a 1,4 g/cm^3.

En cuanto a las curvas de retención hídrica, se han determinado los contenidos de humedad volumétrica para muestras de 0 a 30 cm de profundidad en el intervalo de pF entre 0 y 4,2. El ajuste de estas curvas permitirá obtener los parámetros para calcular la conductividad hidráulica no saturada (van Genuchten, 1980). Para valores de pF entre 3,0 y 4,2 se ha observado que el contenido de humedad aumenta al aumentar la profundidad. Sin embargo, en condiciones de saturación (pF = 0) y capacidad de campo (pF = 2,0) la humedad volumétrica disminuye con la profundidad.

Al analizar la variación de la conductividad hidráulica saturada con la profundidad se observa un cambio de tendencia a una profundidad de unos 40 cm asociada al los efectos del arado del terreno. Los valores de K_s determinados mediante ensayos de infiltración "in situ" hasta 40 cm varían desde 32 a 7.5 cm/d (en el orden de 10^{-4} cm/s). Las medidas de K_s realizadas en laboratorio para profundidades entre 10 y 30 cm proporcionan resultados del mismo orden de magnitud. En la bibliografía se describen para intervalos de K_s entre 3 y 50 cm/d como permeabilidades de tipo baja a moderadamente baja, características de limos y arenas limosas (Klute, 1965). Por otro lado, a profundidades mayores, desde 40 hasta 160 cm, se observan valores de conductividad hidráulica saturada típicos de arenas que varían desde 100-220 cm/d (en el orden de 10^{-3} cm/s). Estos valores de K_s quedarían dentro del intervalo de 50 a 300 cm/d, descritos para materiales con permeabilidad media.

Agradecimientos. Las experiencias realizadas forman parte de los trabajos del proyecto CGL2006-13915/CLI financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia. Los autores quieren agradecer la colaboración y facilidades prestadas por el personal del IMIDRA.

REFERENCIAS

Dewis, J. y Freitas, F., 1970. Métodos físicos y químicos de análisis de suelos y aguas. *Boletín sobre suelos, Nº 10*. Organización de Naciones Unidad para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 252p.

Elrick, D.E. y Reynolds W.D., 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. P. 1-24 en C.G. Topp et al. (eds.). *Advances In measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30 SSSA, Madison, WI.

Klute, A., 1965. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. P. 210-221 en Black, C.A. et al. (eds.). *Methods of soil analysis, part I. Physical and Mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling.* American Society and Agronomy, Inc. Publ. Madison, WI.

Porta, J., López-Acevedo, V. y Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ed. Mundi-Prensa, Madrid, 807p.

Van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, *44*, p 892-898.

Van Reeuwijk, L.P., 2002. Procedures for Soil Analysis, *ISRIC (Internacional Soil Reference and Information Centre)*, 6ª Edición, 120p.

Wu, L. y Pan, L., 1997. A Generalized Solution to Infiltration from Single-Ring Infiltrometers by Scaling. *Soil Sci. Soc. Am. J. 61*, 1318 – 1322.

Wu, L., Pan, L., Mitchell, J. y Sanden B., 1999. Measuring saturated hydraulic conductivity using a generalized solution for single-ring infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J. 63*, 788 – 792.

CUANTIFICACIÓN DEL EFECTO DEL MANEJO DEL SUELO EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA PARCELA USANDO UN SENSOR DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

Gonzalo Martínez[1]*, Karl Vanderlinden[1], Esther Rodríguez[1], Juan Vicente Giráldez[2], José L. Muriel[1] y F. Perea[1]

1: Grupo de investigación suelo y Agua.
Área de Producción Ecológica y Recursos Naturales
IFAPA, Junta de Andalucía
Centro Las Torres-Tomejil, Crtra. Sevilla-Cazalla, km 12.2. 41200 Alcalá del Río (Sevilla)
e-mail: gonzalo.martinez@juntadeandalucia.es, web: http://www.agroehidroecologia.org

2: Departamento de Agronomía,
Universidad de Córdoba e Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC,
Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid, km 396, 14071 Córdoba

Palabras clave: Respuesta Hidrológica, Conductividad Eléctrica Aparente, Manejo de Suelo, Red de Desagüe

RESUMEN. *Conocer la variabilidad espacial de la humedad del suelo de una parcela o mini-cuenca permite entender mejor su respuesta hidrológica. Los sensores de inducción electromagnética permiten medir con facilidad a esta escala la conductividad eléctrica aparente (CE_a) que puede ser relacionada con la humedad. En este trabajo, se evalúa la evolución de la CE_a en una parcela sometida a distintos sistemas de manejo: laboreo tradicional y mínimo y siembra directa, en dos periodos con diferentes precipitaciones; uno con chubascos muy intensos y otro con una lluvia moderada. Los resultados muestran los incrementos conjuntos de humedad del suelo y de la CE_a y su relación con el relieve de la parcela. La influencia del sistema de manejo sobre la humedad es más evidente cuando la intensidad de la precipitación es elevada.*

ABSTRACT. *The hydrological response of a field-plot depends on the spatial variability of soil moisture. The spatial pattern of soil moisture can be estimated from related physical properties, like the apparent electrical conductivity (CE_a), which is easily measured with geophysical sensors. The hydrological behavior of a field-plot subjected to different soil management systems: conventional, minimum and no-tillage, has been analyzed in two periods one with an intense shower, and other with less intense rainfall. Both soil moisture and CE_a increase after the rain events modulated by influence of topography. The effect of the soil management system is more apparent after the big shower than after the less intense event.*

1. INTRODUCCIÓN

La mayor parte de los flujos de agua, calor y otros nutrientes que ocurren en la zona subsaturada del suelo y que son responsables de la ecología de una parcela o cuenca, dependen, principalmente, de la humedad del mismo (Rodríguez-Iturbe et al., 2001). No obstante su medida a esta escala es muy costosa, por lo que es conveniente recurrir a sensores geofísicos, en particular electromagnéticos (Robinson et al., 2008). Con ellos, a partir de la determinación de otras variables como la conductividad eléctrica aparente (CE_a) (Corwin y Farahani, 2008), que se efectúa con gran facilidad, se puede inferir la humedad del suelo (Muñoz-Carpena et al., 2005; Robinson et al., 2008). Estos sensores pueden estar fijos, dando una medida puntual de la CE_a y una estimación de la humedad del suelo, o bien ser móviles, como los de inducción electromagnética, que pueden medir la CE_a en un número de puntos mayor y cubrir una gran superficie. La manipulación de la información adquirida con los sensores móviles, como la substracción de la influencia de algunas propiedades estáticas como el contenido de arcilla o la profundidad del suelo (Abdu et al., 2008; Saey et al., 2008), mejora la estimación de la humedad e indica detalles del perfil del suelo en una parcela o cuenca (Martínez et al., 2009). El objetivo de este trabajo es la evaluación de la respuesta hidrológica de

una parcela con sistemas de manejo diferentes en distintas condiciones de precipitación: una con un aguacero intenso y otra con chubascos de mayor duración y menor intensidad.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Parcela estudiada

La parcela de ensayos está en la finca experimental Tomejil, en el término municipal de Carmona (Sevilla). En esta parcela, en el otoño de 1982, se inició un proyecto de evaluación de sistemas de laboreo a largo plazo, probándose el laboreo tradicional (LT), laboreo mínimo (ML) y nulo o siembra directa (SD) en una rotación trigo-girasol-leguminosa (Ordóñez et al., 2007). El clima es mediterráneo con una precipitación media anual de 470 mm. El suelo, formado sobre margas del mioceno, es un Haploxerert típico, (Soil Survey Staff, 1999), con un contenido de arcilla que oscila entre el 50 y el 64 % y una profundidad variable, sufre procesos de expansión y contracción durante el humedecimiento y desecado, presentando abundantes grietas, tanto en la dirección vertical del perfil, como lateralmente, posibilitando un flujo subsuperficial del agua (Lozano, 2008). La parcela que tiene una superficie de 3,5 ha, está bordeada por un camino en su borde noroeste y cuenta con una sonda enviroscan (Sentek Ltd.,) que monitoriza la humedad del suelo hasta una profundidad de 0,9 m. En ella se dispusieron cuatro subparcelas correspondientes a los sistemas de manejo LT, ML y SD, con dimensiones unitarias de 15x180 m, en un diseño experimental de bloques al azar (Figura 1).

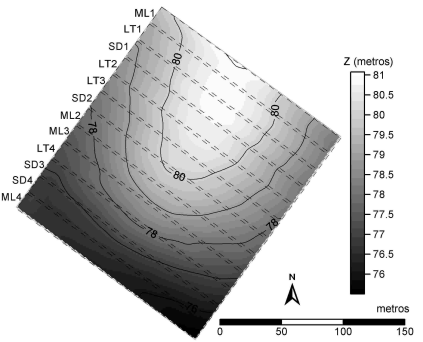


Figura 1. Diseño experimental y topografía de la parcela. Se muestran las subparcelas estudiadas correspondientes a los sistemas de manejo laboreo tradicional (LT), laboreo mínimo (ML) y siembra directa (SD).

2.2 Mediciones de la CEa del suelo.

Entre los años 2007 y 2009 (Tabla 1) se realizaron cuatro mediciones de CE_a con un sensor de IE, EM38DD en diferentes condiciones de humedad del suelo. Las dos primeras mediciones corresponden al periodo previo a la siembra del trigo, mientras que las dos últimas se realizaron antes de realizar la siembra del girasol. Las mediciones se realizaron en pasadas separadas entre sí por 3 m, a lo largo de líneas trasversales a las subparcelas con una separación entre mediciones de cada pasada de 2 m. El sensor EM38DD consta de dos sensores superpuestos que miden simultáneamente la CE_a en la superficie del suelo (CE_{as}) y a una profundidad mayor (CE_{ap}), dependiendo de las características de ambos sensores y de la conductividad del suelo (Callegary et al., 2007). Al finalizar cada campaña se midieron la CE_{ap} y CE_{as} en una línea diagonal para comprobar que la deriva en las mediciones de CE_a sea admisible.

2.3 Interpolación de datos espaciales.

Se obtuvieron mapas continuos de CE_{as} y CE_{ap} y elevación por interpolación óptima, krigeado ordinario (KO), basado en la autocorrelación espacial de las observaciones en puntos cercanos al punto de estimación (Goovaerts, 1997). Para la interpolación se usó el programa VESPER (Minasny et al., 2002) que permite un cálculo local del variograma. Se ajustó, en cada punto de estimación, un modelo al variograma, ponderando por la relación entre el número de puntos involucrados en el cálculo del variograma y su desviación típica, esférico para las CE_{as} y CE_{ap}, y gaussiano para la topografía.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Análisis exploratorio de los datos.

Los datos observados se muestran en la tabla 1. Las medidas correspondientes al mes de febrero de 2009, muestreo número 4, fueron superiores a las del resto de muestreos, seguidas por las del muestreo número 2, del 29 de noviembre de 2007. Estas dos mediciones coincidieron con las mayores humedades 0,34 m^3m^{-3} en el muestreo 2 y 0,46 m^3m^{-3} en el muestreo 4), tras unos chubascos de 129 mm acumulados entre los muestreos primero y segundo, y de 73 mm acumulados entre el 1 y el 17 de febrero, antes del muestreo 4. En las mediciones de febrero de 2009, la elevada humedad precedente en el suelo y la precipitación de 197 mm, entre los muestreos tercero y cuarto, dieron lugar a valores de CE_{as} y CE_{ap} mayores en este muestreo que en el muestreo 2, de noviembre de 2007. Asimismo, el chubasco del 20 de noviembre de 2007, de 115 mm, produjo una gran pérdida de agua por escorrentía, sin elevar la humedad del suelo de forma proporcional a ese volumen total de agua. La mediciones que se realizaron en el primer muestreo, el 7 de noviembre de 2007, dieron los valores más bajos de CE_{as} y CE_{ap}, coincidiendo con la menor humedad del suelo (0,23 m^3m^{-3}), seguidas por las realizadas el 20 de noviembre de 2008, con una humedad de 0.25 m^3m^{-3}, superior a la de la primera medición. Debido al contenido elevado de arcilla de este suelo, y a la relación positiva que hay entre CEa y el porcentaje de arcilla (Vitharana et al., 2006; Weller et al., 2007), los valores de CE_{as} y CE_{ap} son superiores a los obtenidos en otros trabajos (Abdu et al., 2008; Jabro et al., 2008; Vitharana et al., 2008). Por lo general, el coeficiente de variación fue menor en las mediciones realizadas con una humedad mayor y fue superior para CE_{as}. Estos valores fueron mínimos para la fecha 4, en la que la parcela se había humedecido de una forma más homogénea. A diferencia de lo que comentan Jabro et al., (2008) o Vitharana et al., (2008), el coeficiente de variación en la superficie fue mayor que en profundidad debido a que este suelo no está formado por aportes sedimentarios externos. Las mediciones realizadas con el suelo más seco, muestreos 1 y 3, reflejaron valores mínimos de CE_{ap} y CE_{as} muy similares, 42-43 mSm^{-1} y 14-22 mSm^{-1} respectivamente. En el caso de CE_{ap} los valores máximos correspondieron a las mediciones realizadas con el suelo húmedo, 2 y 4, y fueron similares entre sí. Los valores máximos de CE_{as} fueron más diferentes entre sí como consecuencia de la mayor variabilidad de CE_{as}. En general, el sesgo de las mediciones de CE_a no fue elevado aunque mostró la presencia de una cola en la distribución con valores mayores de CE_a, especialmente en la CE_{as} de la medición de Febrero de 2009, que corresponde a la zona de descarga de la parcela.

Las diferencias de CE_a correspondientes a los muestreos de noviembre de 2007 y para la diferencia entre los muestreos de noviembre de 2008 y febrero de 2009, muestran un incremento generalizado que corresponde con aumentos en la humedad del suelo. Se observa que el incremento medio que se obtiene entre las mediciones de noviembre de 2007 es superior al de noviembre de 2008-febrero de 2009. No obstante, como ya se había adelantado, el incremento en el muestreo de noviembre de 2007 es más localizado y se parte de una CE_a menor, por lo que la CE_a tras el periodo de infiltración es menor. El incremento que se produce en la CE_{ap} es mayor que el que se observa en la CE_{as} como consecuencia del aumento de humedad del suelo, del solapamiento en la medida entre CE_{as} y CE_{ap} y de la desecación que comienza a producirse en la superficie del suelo. Se observa que la curtosis que corresponde a las diferencias de CE_a de noviembre de 2007 fue menor que el resto. La curtosis menor y el sesgo pequeño que tienen las diferencias de CE_a para estas fechas son consecuencia de la bimodalidad de la función de distribución que muestran las diferencias de CE_{ap} y CE_{as} de noviembre de 2007.

TABLA 1. Estadísticos descriptivos de las mediciones de CE_a, mS m^{-1}, profundas (CE_{ap}) y superficiales (CE_{as}), y de las diferencias entre los datos interpolados por KO DE CE_{ap} Y CE_{as} PARA LAS FECHAS 8-7, 12-11 Y 13-12; err. est. es el error típico de las medias de la población; Q25, Q50 y Q75 representan los cuantiles 25, 50 y 75 y K la curtosis de la función de distribución de probabilidad.

Fecha	ID.	n	media	err. est.	Q25	Q50	Q75	Min	Max	Desv.tip	CV	Sesgo	K
					CE_{ap}								
07.11.2007	1	5612	82,1	0,22	70,9	79,8	92,6	42,5	157,0	264,4	0,20	0,57	3,46
29.11.2007	2	5449	113,8	0,26	99,9	113,8	124,8	65,9	190,3	363,1	0,17	0,54	3,61
20.11.2008	3	4899	95,8	0,26	84,4	95,0	107,4	43,3	173,5	329,8	0,19	0,32	3,83
18.11.2009	4	5591	122,3	0,22	111,4	121,0	132,4	73,1	192,8	261,1	0,13	0,58	4,28
					CE_{as}								
07.11.2007	1	5612	41,0	0,15	33,5	39,5	48,0	14,3	91,6	120,2	0,27	0,59	3,49
29.11.2007	2	5449	76,8	0,18	67,4	76,8	84,6	40,5	130,1	168,6	0,17	0,49	3,81
20.11.2008	3	4899	58,8	0,19	49,5	57,9	67,0	21,9	127,5	177,5	0,23	0,45	3,93
18.02.2009	4	5591	83,7	0,16	75,3	82,9	90,8	47,0	141,3	149,9	0,15	0,81	4,76
					Diferencia – CE_{ap}								
29-07.11.2007		36240	32,0	0,07	21,0	30,0	42,3	2,1	80,1	12,6	0,39	0,48	2,54
18.02.09-20.11.08		36240	26,1	0,04	20,7	25,7	30,8	-5,8	89,8	8,4	0,32	0,41	4,15
					Diferencia – CE_{as}								
29-07.11.2007		36240	36,1	0,05	27,4	35,0	44,5	9,3	77,6	10,2	0,28	0,36	2,44
18.02.09-20.11.08		36240	24,8	0,04	20,0	24,3	29,0	-10,9	73,4	7,1	0,29	0,56	4,60

3.2 Evaluación del comportamiento hidrológico de la parcela

La topografía, tanto de la parcela en general, como de las subparcelas, no es uniforme como muestra la Figura 1. La profundidad del suelo es variable, encontrándose zonas con una mayor profundidad, en el borde sureste de las subparcelas LT1-LT3 y zonas con una profundidad menor hacia la mitad de la subparcela ML3 o en la zona noroeste de LT2-SD2. Las diferencias de relieve junto con el efecto de la profundidad de la zona radical y la aparición de grietas horizontales y verticales, influyen en la dinámica del agua del suelo. Se aprecia una zona amplia con la mayor elevación, 80-81 m, que abarca la parte central de las subparcelas (ML1-LT3) a partir de la cual existe un flujo subsuperficial y divergente que deseca los perfiles correspondientes. En los mapas de la figura 2 se muestran las líneas de desagüe calculadas, observándose que gran parte de la parcela acaba produciendo escorrentía y sedimentos, que pueden llegar a las subparcelas ML4 y SD4. Asimismo, una gran cantidad de agua y sedimentos procedentes de una parcela próxima alcanzan el extremo noroeste de la parcela SD3. Esta contribución, sumada a la de los sedimentos descargados por la parcela de estudio, han podido generar una pequeña elevación en el terreno que separa las líneas de desagüe que mueren en la parte noroeste de las parcelas ML4 y SD4 (Figs. 2 y 3). La escorrentía que puede generarse por el lado sureste de la parcela es rápidamente evacuada debido a la mayor pendiente en esta zona y a la ausencia de una barrera física que pueda retener tal flujo.

La figura 2 muestra los patrones espaciales de CE_{ap} en la época más húmeda, 29 de noviembre de 2007 y 18 de febrero de 2009. En estos muestreos se observan zonas con una CE_{ap} elevada en el borde noroeste de las subparcelas SD2 a la ML4, coincidiendo con la menor altitud, hacia las que las líneas de desagüe encauzan la escorrentía de la mayor parte de la parcela, y que se consideran más húmedas (Vitharana et al., 2008; Abdu et al., 2008). Las líneas de desagüe de la parte sureste de las subparcelas ML1 y LT2, con una profundidad mayor, evacuan el agua más rápidamente al no encontrar obstáculos. Estas líneas coinciden con las zonas en las que la CE_{ap} fue menor en noviembre de 2007 y en febrero de 2009. El mapa correspondiente al muestreo de noviembre de 2007 muestra analogías con el de febrero de 2009 en cuanto a las zonas de acumulación y producción de escorrentía y se diferencian principalmente en su humedad, menor en noviembre de 2007. Analizando conjuntamente ambos mapas, si se considera que el mapa de noviembre 2007 muestra una situación de desecación progresiva respecto al de febrero de 2009, se observa que la parte sureste de las subparcelas ML1 a la LT3, se seca más rápidamente que otras zonas. Este hecho se debe a la mayor pendiente que tiene esta zona y a su orientación por lo que recibe una mayor radiación e inciden sobre ella los vientos secos de levante.

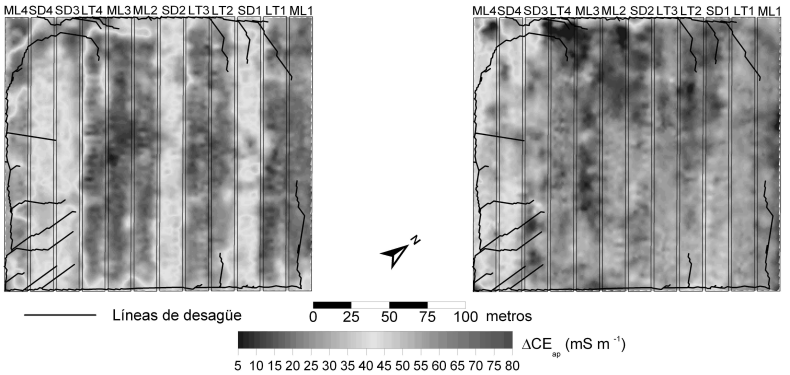


Figura 2. Mapas de CE_{ap} en las mediciones realizadas con mayor humedad del suelo, 29.Nov.2007 (izqda.) y 18.Feb.2009 (dcha.) en los que aparecen superpuestos los límites de las parcelas de manejo y la red de desagüe.

En la figura 3 se muestran los mapas obtenidos por diferencia de CE_{ap} entre los muestreos del 7 de noviembre y del 29 de noviembre de 2007 y entre el del 20 de noviembre de 2008 y el del 18 de febrero de 2009, omitiéndose los correspondientes a CE_{as} por mostrar unos patrones similares. Estos mapas reflejan la respuesta de la parcela a dos periodos lluviosos diferentes entre sí y revelan cambios en propiedades dinámicas del suelo, como la humedad, al sustraerse la CE_a de una situación seca. El mapa de diferencias de CE_{ap} de noviembre de 2007 representa la respuesta de la parcela a una lluvia muy intensa, 115 mm día^{-1}, mientras que las diferencias de noviembre de 2008 y febrero de 2009 muestran la respuesta a un periodo de lluvias de mayor duración y de intensidad media-baja. En estos casos los incrementos en la CE_{ap} se pueden relacionar con la infiltración y acumulación de agua en la parcela. Los incrementos mayores de CE_{ap} se deben a zonas receptoras de agua superficial y subsuperficial, o a zonas con mayor profundidad, como la zona sureste de las subparcelas LT1 a la LT2, como proponen Abdu et al., (2008). Es destacable el efecto que tiene la topografía en el aumento de CE_{ap} ya que en los dos casos, para periodos lluviosos diferentes entre sí, el mayor incremento de CE_a corresponde a la zona a la que vierte la mayor parte de la parcela y que está más influenciada por la redistribución del agua en el suelo.

Las características del evento lluvioso que representa la figura 3a, de gran intensidad, produce una gran recarga en el perfil del suelo y una diferenciación clara entre las parcelas manejadas en el tratamiento de SD y el resto, y que queda patente en la forma de la función de distribución de estas diferencias de CE_{ap}. Los datos correspondientes a la primera parte de la función de distribución de probabilidad de la figura 3a corresponde a puntos de las parcelas de LT y ML, mientras que la segunda parte de la función de distribución corresponde a las parcelas de SD. La cola final de la distribución comprende el área cercana a la zona de desagüe y que por tanto recibe un mayor volumen de agua. Aunque la infiltración pueda ser inicialmente mayor en las parcelas de LT y ML, como consecuencia de una porosidad mayor en el horizonte superficial cuando están labradas, la suela de labor que hay en ellas y la mayor compactación que tienen en horizontes más profundos (Agüera, 1986) producen una saturación del perfil más rápida y unas mayores pérdidas de agua por escorrentía. En cambio, las parcelas del tratamiento SD con una estructura más desarrollada, una profundidad efectiva del perfil mayor y una humedad menor antes de la lluvia, permiten un mayor volumen de infiltración y, por tanto, un mayor incremento de su humedad y de su CE_{ap}.

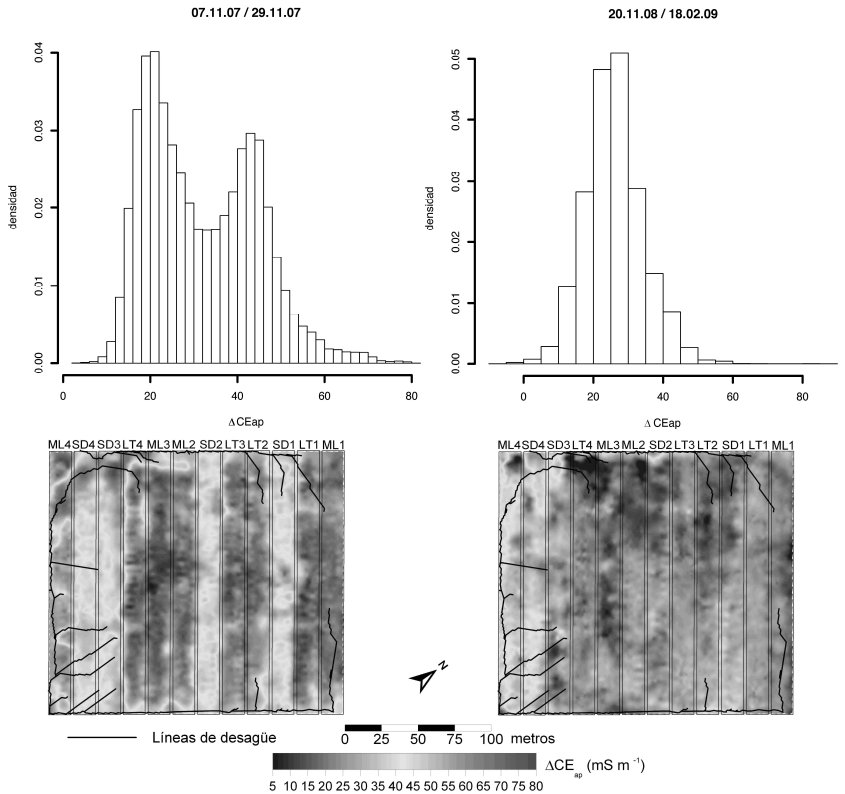


Figura 3. Mapas de diferencia de CE_{ap} entre las fechas 07.11.2007 y 29.11.2007 (a, izqda.) y de CE_{ap} 20.11.2008 y 18.02.2009 (b, dcha.). En los mapas aparecen superpuestos los límites de las parcelas con diferentes sistemas de manejo y la red de desagüe de la parcela. En la parte superior de la figura se muestran los histogramas correspondientes.

La figura 3b muestra una situación diferente a la anterior, con una precipitación más repartida a lo largo del tiempo, un total de 197 mm entre el 20 de noviembre de 2008 y el 18 de febrero de 2009, con una intensidad máxima de 37 mm día^{-1}. En esta situación no se observan diferencias claras entre manejos pese a que las parcelas de LT y ML habían sido labradas con anterioridad. La secuencia de precipitaciones que se dieron entre estas fechas produjo un humedecimiento gradual de toda la parcela y una acumulación mayor tanto en la zona de descarga como a lo largo de la subparcela ML4. Debido a su ubicación esta subparcela sufría problemas de encharcamiento tras períodos lluviosos, al recibir agua tanto por su esquina oeste, como por el resto de lados, lo que se resolvió haciendo una gavia en su borde occidental. Las zonas que menos incrementan su CE_{ap} fueron aquellas que estaban más húmedas y las que tienen una profundidad menor del suelo. La función de distribución de probabilidad de estas diferencias se aproxima a la función normal y muestra un incremento generalizado de la CE_a como consecuencia de un humedecimiento

homogéneo por toda la parcela.

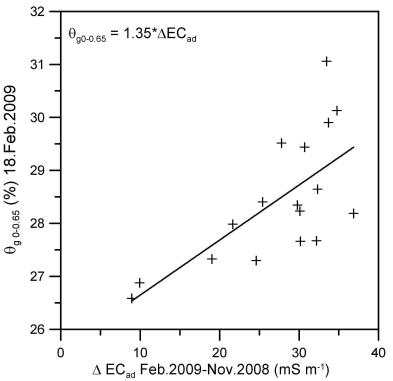


Figura 4. Relación entre el incremento de CE_{ad} entre el 20.11.2008 y el 18.02.2009 y la humedad gravimétrica del día 18.02.2009

La figura 4 muestra la relación que existe entre la humedad del suelo y los incrementos de CE_a que se produjeron entre noviembre de 2008 y febrero de 2009. Las zonas en las que más aumenta la CE_a corresponden a una humedad mayor. Este hecho confirma con la hipótesis de que las zonas en las que se da una infiltración mayor y las zonas que reciben un mayor flujo subsuperficial corresponden con zonas en las que se produce un aumento mayor de la CE_a. El coeficiente de determinación de la regresión lineal entre estas variables fue de 0,69 con el incremento de CE_{ad} y de 0,71 con CE_{as}, significativos ($p < 0,01$). Aunque la correlación entre estas variables sea inferior a la que han mostrado otros autores (Robinson et al., 2009) este hecho se debe al menor intervalo de variación de la humedad del suelo y a que la humedad medida en sus trabajos fue la volumétrica usando sensores electromagnéticos.

4. CONCLUSIONES

Se ha observado que la gran relación que existe entre la topografía de la parcela y su CE_a a través del movimiento de agua en el suelo, diferencia las zonas fuente y sumidero de agua y sedimentos. La topografía de la parcela provoca una desecación y humedecimiento del suelo diferente en cada zona, fácilmente detectables mediante su CE_a. La respuesta hidrológica de esta parcela no sólo depende del sistema de manejo sino también de las características de la lluvia. Tras chubascos intensos, la profundidad efectiva del suelo ejerce una mayor influencia que en el caso de lluvias más frecuentes pero con menor intensidad. En el caso de chubascos intensos el incremento en la CE_a y humedad del suelo es muy diferente para el tratamiento de SD y para los de LT y ML, mientras que cuando la lluvia es más suave, el incremento en la CE_a y la humedad final del suelo, dependen, principalmente, de la topografía y no del sistema de manejo. Asimismo se ha observado que las zonas en las que se da un aumento mayor de la CEa tras un periodo lluvioso son zonas en las que la humedad del suelo, hasta una profundidad de 0,65 m, fue mayor.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado con financiación del INIA a través del proyecto RTA2006-00058-CO3-02 y la beca PRE-2005, y con financiación de la Junta de Andalucía mediante el proyecto AGR2349 y la ayuda complementaria FIC07-06. Los autores agradecen el trabajo de laboratorio a J. García-Baquero y a J. Osuna de la Universidad de Córdoba y a M. Morón del IFAPA, por el montaje del sistema móvil de inducción electromagnética.

REFERENCIAS

Abdu H., D.A. Robinson, M. Seyfried, y S.B. Jones, 2008. Geophysical imaging of watershed subsurface patterns and prediction of soil texture and water holding capacity. *Water Resour. Res.* 44, W00D18, doi:10.1029/2008WR007043.

Agüera, J, 1986. Diseño y aplicación de un penetrómetro registrador de precision para la determinación de la compactación en suelos agrícolas. Tesis Doctoral. Dpto. Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba.

Callegary, J.B., T.P.A. Ferré, y R.W. Groom, 2007. Vertical spatial sensitivity and exploration depth of low-induction-number electromagnetic-induction instruments. *Vadose Zone J*. 6,158–167.

Corwin, D.L., y H. Farahani, 2008. Theoretical considerations of geophysical methods: Apparent soil electrical conductivity. En: B.J. Allred, J. Daniels, y R. Ehsani (eds.) *Handbook of Agricultural Geophysics*. CRC Press, Boca Raton.

Goovaerts, P, 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford Univ. Press, Oxford.

Jabro, J.D., R.G. Evans, W.B. Stevens, y W.M. Iversen, 2008. Repeatability of soil apparent electrical conductivity measured by a coulter sensor. *Soil Sci*. 17, 35-45.

Lozano, B, 2008. Estudio del comportamiento hídrico en ZNS de un vertisol del Valle Medio del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Dpto. de Química Agrícola, Universidad de Córdoba.

Minasny, B., A.B. McBratney, y B.M. Whelan, 2002. Vesper (variogram estimation and spatial prediction plus error) version 1.6. Aust. Ctr. Precis. Agric., Sydney.

Martínez G., K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, y J.L. Muriel, 2009. Geophysical characterization of soil moisture spatial patterns in a tillage experiment. *Geophys. Res. Abstr*. 11, EGU2009-3386-15.

Muñoz-Carpena R., A. Ritter, y D. Bosch, 2005. Field-methods for monitoring soil water status. En: J. Álvarez-Benedí y R. Muñoz-Carpena (eds.) *Soil-Water-Solute Process Characterization - An Integrated Approach*. CRC Press, Boca Raton.

Ordóñez, R., P. González, J.V. Giráldez, y F. Perea, 2007. Soil properties and crop yields after 21 years of direct drilling trials in southern Spain. *Soil Till. Res*. 94, 47–54.

Robinson, D.A., Lebron, I., Lesch, S.M., y Shouse, P, 2004. Minimizing drift in electrical conductivity measurements in high temperature environments using the EM-38. *Soil Sci. Soc. Am. J*. 68, 339-345.

Robinson D.A., A. Binley, N. Crook, F.D. Day-Lewis, T.P.A. Ferré, V.J.S. Grauch, R. Knight, M. Knoll, V. Lakshmi, R. Miller, J. Nyquist, L. Pellerin, y K. Singha, 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrol. Proc.*. 22, 3604–3635.

Robinson D.A., I. Lebron, B. Kocar, K. Phan, M. Sampson, N. Crook, y S. Fendorf, 2009. Time-lapse geophysical imaging of soil moisture dynamics in tropical deltaic soils: An aid to interpreting hydrological and geochemical processes. *Water Resour. Res*. 45, W00D32, doi:10.1029/2008WR006984.

Rodríguez-Iturbe I., A. Porporato, F. Laio, y L. Ridolfi, 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. I Scope and general outline. *Adv. Water Resour*. 24, 695-705.

Saey T., Simpson, D., U. Vitharana, H. Vermeersch, J. Vermang, y M. Van Meirvenne, 2008. Reconstructing the paleotopography beneath the loess cover with the aid of an electromagnetic induction sensor. *Catena* 74, 58-64.

Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed*. USDA Agric. Handbk. 436. Washington.

Vitharana, U.W.A., M. Van Meirvenne, D. Simpson, L. Cockx, y J. de Baerdemaeker, 2008. Key soil and topographic properties to delineate potential management classes for precision agriculture in the European loess area. Geoderma 143:206–215.

Vitharana, U.W.A., M. Van Meirvenne, L. Cockx, y J. Bourgeois, 2006. Identifying potential management zones in a layered soil using several sources of ancillary information. Soil Use Manage. 22:405-413.

Weller, U., M. Zipprich, M. Sommer, W. Zu Castell y M. Wehran, 2007. Mapping clay content across boundaries at the landscape scale with electromagnetic induction. Soil Sci. Soc. Am. J. 71: 1740-1747.

USE OF APPARENT ELECTRICAL CONDUCTIVITY AS SECONDARY INFORMATION FOR SOIL ORGANIC CARBON SPATIAL CHARACTERIZATION

Gonzalo Martínez[1]*, Karl Vanderlinden[1], J. V. Giráldez[2], Antonio J. Espejo[1], Esther Rodríguez[1], Rafaela Ordóñez[3], José L. Muriel[1]

1: Grupo de investigación suelo y Agua.
Área de Producción Ecológica y Recursos Naturales
IFAPA, Junta de Andalucía
Centro Las Torres-Tomejil, Crtra. Sevilla-Cazalla, km 12.2. 41200 Alcalá del Río (Sevilla)
e-mail: gonzalo.martinez@juntadeandalucia.es, web: http://www.agroehidroecologia.org

2: Departamento de Agronomía,
Universidad de Córdoba e Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC,
Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid, km 396, 14071 Córdoba

3: Área de Producción Ecológica y Recursos Naturales
IFAPA, Junta de Andalucía
Centro Alameda del Obispo, Av. Menéndez Pidal, sn. 18001. Córdoba

Palabras clave: Soil Organic Carbon, Apparent electrical conductivity, Soil management, Fuzzy k-means, Simple Kriging with varying local means

RESUMEN. *La conductividad eléctrica aparente del suelo (EC_a) puede mejorar la estimación espacio-temporal de algunas propiedades del suelo, pero ¿puede caracterizar también el carbono orgánico (SOC) en un ensayo a largo plazo de sistemas de manejo? Los resultados mostrados en este informe así lo prueban. La EC_a y el SOC fueron mayores en las parcelas de Siembra directa que en las de laboreo tradicional. Los mapas de EC_a mostraron las diferencias atribuidas al sisema de manejo y a la topografía. El mapa obtenido por clasificación difusa de la diferencia normalizada de la EC_a de la superficie del suelo (ECas) y del suelo profundo (ECad) (FKM1), así como el obtenido a partir de EC_{as} y EC_{ad}, representaron el 30 % de la variabilidad total del SOC, mientras que el valor medio de cada parcela y de cada sistema de manejo representaron el 44 y 41 %. El krigeado simple con media local variable empleando FKM2 o el SOC promedio de una parcela como información secundaria mejoraron la estimación del SOC con respecto al krigeado ordinario. A pesar de la reducida correlación entre el SOC y la EC_a, ésta fue útil para mejorar la estimación espacial del SOC.*

ABSTRACT. *Ancillary information, such as apparent electrical conductivity (EC_a), can improve the spatial and temporal estimation of some soil properties, but can it also infer the soil organic carbon contet, SOC? The results of this report confirm this hypothesis in a long-term tillage experiment. Both EC_a and SOC were higher in the DD plots. EC_a maps showed tillage and topographic effects on soil spatial variability. A normalized difference of shallow and deep EC_a, ΔEC_a (FKM1) and EC_{ad} and EC_{as} (FKM2) classified by fuzzy k-means accounted for 30% of the total SOC variability, whereas the individual plots and the soil management system explained 44 and 41%, respectively. Simple kriging with local varying means using either FKM2 or plot-average SOC as secondary information improved the SOC estimation compared with ordinary kriging. Despite the low point-to-point correlation between EC_a and SOC, EC_a was shown to be useful for the spatial estimation of SOC.*

1. INTRODUCTION

Soil organic carbon (SOC) plays an important role in a wide variety of biogeochemical fluxes. However, SOC stores are not well defined while an increasing demand for its accurate characterization at different scales is required. This information can help to understand SOC cycles and determine under which circumstances soils act as either a C source or sink (Smith, 2004) and evaluate the effects of different management strategies on soil properties and CO_2 emissions. Direct SOC spatial characterization, however, requires a large number of soil samples. As an alternative, Kravchenko and Robertson (2007) integrated secondary information such as topographic attributes or yield to improve SOC spatial characterization. These variables did not improve significantly the spatial characterization of SOC. Nowadays, the availability of modern remote and proximal sensors provides other sources of secondary information that are useful for the characterization of different soil properties at different scales and depths. Proximal sensors have a better performance for studying soil-depth relationships and distribution of soil physical and chemical properties at small to medium scales, while remote sensors are especially useful for vegetation-related properties at medium to large spatial scales and at the soil surface (Robinson *et al*. 2008). Electromagnetic induction proximal sensor has been used to explore vadose zone relationships between apparent electrical conductivity (EC_a) and soil properties at small scale research (Kachanoski *et al*. 1988; Carrol and Oliver, 2005; Vitharana *et al*. 2006, Weller *et al*. 2007; Abdu *et al*. 2008). Linear relationships between EC_a and other soil properties were not always strong enough to use Co-Kriging. As an alternative, EC_a has been used to assist the spatial classification of EC_a -related soil properties to define homogeneous areas (Cockx *et al*. 2005; Vitharana *et al*. 2006) and management-induced changes (McCutcheon *et al*. 2006). These alternatives offer a chance to apply EC_a on the spatial characterization of soil organic carbon and to discriminate the effects of management on SOC. The objective of this work was to analyze whether EC_a–based secondary information improves SOC spatial estimation in a tillage experiment.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1 Study Site

The study was conducted in a 3.5-ha parcel of the Tomejil Experiment Station (37°24' N, 5°35' W, 79 m above sea level) not far from Seville. Clay is the predominant size fraction (60% on average) in the 0-0.15-m horizon, with small differences in particle size distribution within the field. In the fall of 1982, a management experiment was initiated to compare the agronomic consequences and the evolution of soil physical and chemical properties under conventional tillage (CT), minimum tillage, and Direct Drilling (DD) (Ordóñez *et al*. 2007). Figure 1 shows the layout of three replicates of CT and DD plots, distributed in three blocks, with individual dimensions of 15 by 65 m. The crop rotation was wheat-sunflower-legume. The field was left fallow between the harvest of wheat in June 2005 and the drilling of sunflower in April 2006.

Soil sampling and sensing.

In fall 2005 soil samples from the upper horizon (0-0.15m) were collected, 71 according to a stratified random design and 24 randomly located to get a wide range of distances between sampling points (Fig. 1). Apparent electrical conductivity was sensed using an EM38-DD (Geonics Ltd., Missisauga, ON, Canada) at two depths: shallow (EC_{as}) and deep (EC_{ad}). The sensor integrates the readings of two sensors placed in opposite orientations, vertical and horizontal and soil depth sensed by each EM38 depends on soil EC_a (Callegary *et al*. 2007). The estimated depths for EC_{as} and EC_{ad} can be around 0.5 and 0.7 m respectively. Soil EC_a sensing was carried out coupled to soil sampling on the Fall of 2005 and more intensively on March 2006, when soil was moister, to create EC_a-related maps. Soil samples were dried crushed and sieved prior to SOC analysis following the method of Walkley and Black (Sparks *et al*. 1996).

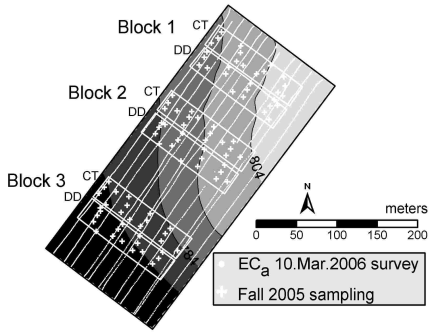


Figure 1. Topographic field-map. Overlaid appear subplots in white, SOC and EC_a sample points of Fall 2005 (crosses) and EC_a dense survey of March 2006 (dots).

2.3. Data analysis.

As a way to merge EC_{ad} and EC_{as} information we calculated a normalized difference between them (Eq. 1). The normalized difference filters common variability in EC_{ad} and EC_{as} from the signals and elucidates differences between the soil surface and the deeper soil horizons.

$$\Delta EC_a = \left(\frac{EC_{ad}}{\overline{EC_{ad}}}\right) - \left(\frac{EC_{as}}{\overline{EC_{as}}}\right) \quad (1)$$

Geostatistical analysis

A random function (RF) can be decomposed as a sum of three components, the expected value of the RF, a stochastic spatially dependent term, and a spatially uncorrelated noise term (Goovaerts 1997). The trend or local mean, was calculated as (i) the spatial average SOC of the individual experimental plots, (ii) the average SOC of each management type, or (iii) the average SOC of the different classes obtained by classification. The residuals were then obtained as the difference between the RF and its local mean. The spatial correlation structure of the total SOC data set and its residuals were calculated using the variogram. Depending on the model selected for the local mean, different forms of the kriging estimator can be distinguished. Ordinary kriging (OK) accounts for local fluctuations of the mean but considers the global mean an unknown constant and uses the variogram of the RF, while in simple kriging with varying local means (SKlm), the mean is a known, stationary value and the residual variogram is used instead. Cross validation assesses the performance of the Kriging and consists of successive elimination of each data value and its estimation from the remaining points. To give quantitative indexes of cross validation the root mean square error (RMSE) and the Nash-Sutcliffe efficiency index (E) were used. Ordinary kriging and SKlm of SOC were computed using the kt3d program from the Geostatistical software library (GSLIB) of Deutsch and Journel (1998). The EC_{ad}, EC_{as}, and ΔEC_a values (from the March 2006 survey) were interpolated by OK using VESPER (Minasny *et al*. 2002a), which is especially useful for interpolating large data sets since it allows the use of local variograms.

Classification procedure.

Classification was performed by the Fuzzy k-means (FKM) algorithm using the program FuzME (Minasny and McBratney 2002b). Data used for FKM were (i) OK-interpolated ΔEC_a data (FKM1) and (ii) OK-interpolated

EC_{ad} and EC_{as} data (FKM2) from the March EC_a data set, selecting only those points located inside the CT and DD subplots. Fuzzy *k*-means is an unsupervised classification method that splits the data set in random groups and clusters data by iterating the calculation of distances or dissimilarities, between individual data points and a class center. Grouping is achieved minimizing intraclass variation and maximizing interclass variation. Fuzzy *k*-means is a method that allows for the overlapping of classes, determined by its fuzzy exponent (φ), where $\varphi = 1$ represents no overlap and $\varphi > 1$ represents an increasing overlap between clusters or classes. The optimal number of classes is given by two functions involved in FKM classification, the fuzziness performance index (FPI) and normalized classification entropy (NCE) (Odeh *et al*. 1992). The FPI function estimates the degree of segregation generated by a specified number of classes, while the NCE estimates the degree of disorganization created by a specified number of classes. The confusion index (CI) is a measure of the sharing of a point between classes. The minimum of both FPI and NCE give the optimal number of continuous and structured classes. For FKM1, the optimal φ was 2.4 and two classes yielded less segregation and disorganization of groups, while for FKM2, the optimal φ was lower, 1.9, and four classes yielded less segregation and disorganization of groups.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Exploratory data analysis.

In general, SOC was lower than 13 g kg^{-1} and had a slightly skewed distribution (Table 1). Due to the high clay content of this soil and the positive correlation between clay and EC_a reported by several authors (Vitharana *et al*. 2006; Weller *et al*. 2007; Abdu *et al*. 2008), mean EC_{ad} and EC_{as} values observed in October 2005 and March 2006 were higher than for other soils (Cockx *et al*. 2005; Vitharana *et al*. 2006; McCutcheon *et al*. 2006). Skewness was higher for EC_{ad} than for EC_{as}, reflecting the presence of areas with large EC_{ad} values, extending far beyond the mean. From a management point of view, the CT plots contained less SOC than the DD plots (9.16 and 11.7g kg^{-1}, respectively) and exhibited, on average, lower EC_{ad} (79.6 and 86.0 mS m^{-1}, respectively) and EC_{as} values (50.7 and 62.1 mS m^{-1}, respectively).

TABLE 1. Descriptive statistics of soil organic carbon samples, shallow and deep apparent electrical conductivity sensed in October and for the intensive EC_a survey of March 2006 using only points located within the plots. Q25 is the lower quartile, Q50 the median, Q75 the upper quartile and CV is the coefficient of variation.

	SOC (g kg^{-1})	EC_{ad}^{Fall} (mS m^{-1})	EC_{as}^{Fall} (mS m^{-1})	EC_{ad}^{March} (mS m^{-1})	EC_{as}^{March} (mS m^{-1})
N	93	69	69	1609	1609
Mean	10.4	82.7	56.3	122.	59.6
Q_{25}	8.81	75.4	50.1	115.	50.6
Q_{50}	10.0	82.1	56.4	121.	61.3
Q_{75}	11.7	85.8	62.6	127.	65.8
Min.	6.90	63.1	38.4	96.9	25.4
Max	16.3	119.	88.5	170.	95.8
Variance	4.38	141.	94.7	137.	105.
CV	0.201	0.14	0.17	0.10	0.17
Skewness	0.738	1.06	0.44	1.25	0.44
Kurtosis	0.003	1.66	0.87	2.68	0.54

Although organic matter loading increased by 18 Mg ha^{-1} during the long-term experiment as a consequence of the minimization of tillage (Ordóñez *et al*. 2007), the SOC content remained low. The SOC variance was four times higher under DD than under CT (4.62 and 1.03 g^2 kg^{-2}, respectively), contrary to the findings of Perfect and Caron (2002) who found less variability under DD for a silt loam soil. This difference can be a consequence of the presence of areas in which crop residue accumulates when harvest operations are done. In contrast, the EC_a variance was lower in the DD than in the CT plots, both for EC_{ad} (122 and 144 mS^2 m^{-2}, respectively) and EC_{as} (48.8 and 75.3 mS^2 m^{-2}, respectively). Correlation coefficients between SOC and EC_{ad}, EC_{as}, and ΔEC_a were 0.175, 0.331, and –0.404, respectively. These correlations were weak; therefore, we did not expect

cokriging to improve SOC estimation using EC_a data. These low correlations might be caused by (i) differences in the soil volume explored by the EM38-DD and manual augering, (ii) the small range of SOC values, (iii) the weight-based SOC observations against volumetric EC_a measurements, and (iv) the bulk influence of other soil properties on EC_a. In March, higher EC_{ad} and EC_{as} values (122 ± 0.29 and 59.6 ± 0.25 mS m^{-1}, respectively) were observed than in October due to the higher soil moisture content and possible solubility of salts. Skewness was again higher in EC_{ad} while the interquartile range was similar for EC_{ad} and EC_{as} (12.3 and 15.1 mS m^{-1} respectively). The mean EC_{ad} and EC_{as} values for DD were 128 ± 0.44 and 67.8 ± 0.27 mS m^{-1} respectively, and for CT 118 ± 0.32 and 53.4 ± 0.25 mS m^{-1}, respectively.

3.2. Apparent Electrical Conductivity Maps.

Ordóñez *et al*. (2007) reported management-induced changes in the soil physical and chemical properties of this field as a consequence of the different tillage systems. The CT and DD plots could be best distinguished on the ΔEC_a map (Fig. 2); however, big differences can be distinguished on the EC_{ad} and EC_{as} maps. Positive ΔEC_a values corresponded generally with the CT plots, while negative values were mainly observed within the DD plots. This same pattern was also observed for the EC_a measurements in October. According to Eq. [1], positive ΔEC_a values occur when the normalized EC_{ad} exceeds the normalized EC_{as}, which might be a consequence of the denser and wetter subsoil and a higher Electrical conductivity of the subjacent soil (Lozano 2008). Vanderlinden *et al*. (2008) found persistently higher soil water content in DD plots during the growing season, with a permanently drier surface horizon.

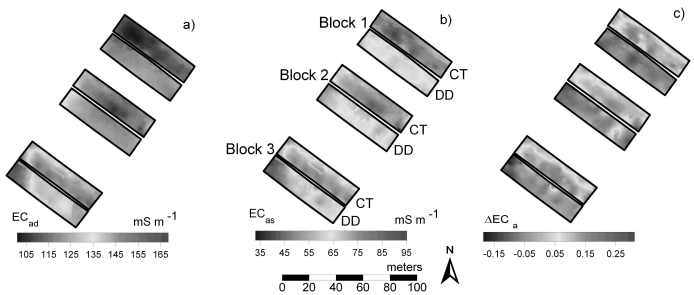


Figure 2. Ordinary kriging maps of (a) deeper soil apparent electrical conductivity (EC_{ad}), (b) shallower soil apparent electrical conductivity (EC_{as}), and (c) normalized apparent electrical conductivity difference (ΔEC_a), for the intensive survey of March 2006 under conventional tillage (CT) and direct drilling (DD).

The maps in Fig. 2 show the heterogeneous nature of the CT plots, with a transition to DD values near the edge of the plots where the tillage operations might have been less effective. Topographic influences on the spatial EC_a distribution were also found and are displayed in figure 2, but are not visible with ΔEC_a. Generally, high EC_a values occur in the lowest parts of the field (Fig. 1a and 1b), which could be a coupled effect of the accumulation of nutrients, water, and sediments in the lowest part of the field. The EC_a values were related not only to the tillage system, but depended also on their location within the field. For example, plots located in Block 3 had higher EC_a values since they were situated in the lowest part of the field.

3.3. Fuzzy *k*-Means Classification.

Normalized Apparent Electrical Conductivity Difference Classification

Figure 3a shows the distribution of FKM classes and, as it also occurs with the ΔEC_a map, CT are clearly separated from the DD plots. Areas with CI higher than 0.5 were mainly located near plot edges, showing an

intermediate behavior between Classes 1 and 2. To simplify, these areas were included in the class for which their membership was highest. Class 1 mainly delimited areas managed under CT, except for a small spot in the DD plot of Block 3, close the CT plot. Class 1 showed low SOC (9.5 g kg^{-1}), a positive ΔEC_a value (0.09), and mean EC_{ad} and EC_{as} values of 116 and 52 mS m^{-1}. Class 2 generally corresponds to DD plots and several borders of the CT plots. This class showed higher values for both EC_{ad} and EC_{as} (126 and 67 mS m^{-1}) and for SOC (11.4 g kg^{-1}) than class 1.

Vertically and Horizontally Sensed Apparent Electrical Conductivity Classification

The FKM1 and FKM2 maps (Fig. 3a and 3b) showed differences between CT and DD plots. However, only FKM2 could show a topographic effect with differences between Block 3 and the other blocks. Areas with a high confusion index were situated near the plot edges like in FKM1 and within Block 3 where the hydrologic behavior of the field changes. Class 1 delimited areas, with high SOC and medium EC_{as}, were mainly within the DD plots of Blocks 1 and 2, with higher slope and altitude. Class 2 showed the lowest EC_a values and SOC content. This class was mainly located in the CT plots of Blocks 1 and 2, which have similar topographic attributes (Fig. 1). Class 3 showed medium SOC and medium EC_a (Table 3). This class covered some areas of Block 3, especially near plot edges. Average SOC in this class (10.1 ± 0.57 g kg−1) was lower than the average value of the DD plots (11.7 ± 0.31 g kg−1). These low-altitude areas and plot edges showed medium values of EC_a, probably due to higher nutrient and moisture contents than Classes 1 and 2. Areas included in Class 4 had a similar SOC content and had been managed in the same way as most of Class 1. The differences found were probably a consequence of topographic effects (Fig. 1), as also observed by Kravchenko and Robertson (2007). Other researchers have also concluded that low-altitude areas and edges or headlands are moister and show higher EC_a values (Cockx *et al*. 2005; Vitharana *et al*. 2006).

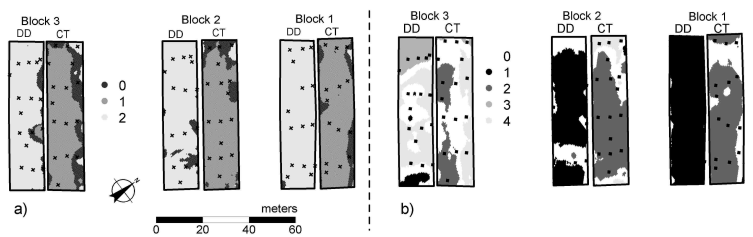


Figure 3. Class maps obtained by Fuzzy k-means classification using: a) normalized apparent electrical conductivity difference (FKM1) and b) surface and deep soil apparent electrical conductivity (FKM2). Class 0 represents zones where the confusion index is higher than 0.5. Superposed points are the soil sampling locations.

3.4 Soil Organic Carbon Estimation

The spherical models fitted to the SOC and residual variograms are shown in Fig. 4. Variogram sills reflect the total variability or the unstructured variability of SOC and its residuals. Sills of the FKM1, FKM2, plot, and management residual variograms were 29, 30, 44, and 41% smaller, respectively, than the SOC sill. These differences between the residual variograms and the SOC variogram indicate that a large part of the SOC variance in the field can be explained by ECa and management. For the FKM2 and plot residual variograms, the nugget/sill ratio exceeded 0.80, showing that short-range variation and procedural errors were the most important sources of residual variation. The variogram ranges, that gives a measure of up to what extent there exist a structured spatial variation, were close to the plot width (15 m). This indicates that most of the structured variance occurred within individual plots and blocks, and that points from blocks 1 and 2 are not compared to those of block 3. The SOC variogram sill was reached at larger lag distances, for which data pairs were formed by points from adjacent plots with different soil management systems.

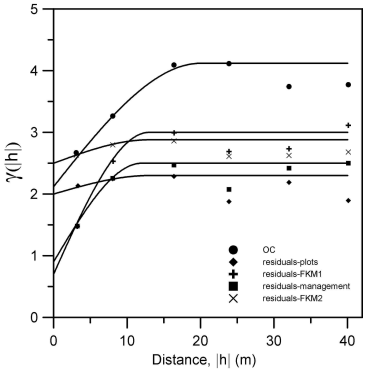


Figure 4. Variograms for soil organic carbon (SOC) and SOC residuals calculated using local means obtained from fuzzy *k*-means classification for normalized apparent electrical conductivity data (FKM1) and for vertically and horizontally sensed apparent electrical conductivity data (FKM2) and plot and management mean values.

The cross-validation of the kriging estimation showed that SKlm performed better than OK in all cases except SKlm–FKM1. The improvement of the RMSE ranged from –2% for SKlm–FKM1 to 19% for SKlm–plots. Compared with OK, both SKlm–FKM2 and SKlm–management reduced the RMSE by 8%, indicating that, in this case, EC_a–based secondary information is as efficient as soil management-based knowledge for interpolating SOC. The improvement of SKlm-FKM2 and SKlm-management are in the same order of magnitude than that of Kravchenko and Robertson (2007) who obtained a reduction of the RMSE of 10% using topography and yield as secondary information in regression kriging. Although here the improvement of SOC estimation is lower than 10%, maybe using an EC_a dataset with more sampling dates can achieve a better improvement. Despite the low correlation found between EC_a and SOC, FKM classification based information could improve the SOC estimation. Although the FKM1 and management classification were very similar, poorer results were obtained by SKlm–FKM1. This was due to the classification of nine singular points, generally situated near the edges of the plots. The FKM1 classes where these points were included did not coincide with the management classification, according to the plots to which they belonged. The Nash and Sutcliffe index was generally lower than 0.5, but increased by almost 70% for SKlm–FKM2 compared with OK, similar to the results obtained for SKlm–management. These findings indicate that EC_a is capable of capturing the spatial variability in SOC, mainly attributed to different management systems in this uniform clay soil. Other sources of within-plot variability of SOC could not be identified successfully, however, so that only 30% of the variability in SOC could be accounted for. Possibly changing from one point observation in time to average EC_a patterns can improve SOC estimation.

4. CONCLUSIONS

Apparent electrical conductivity surveys can provide a cheap and useful information to capture soil spatial variability at small to medium scales, and to assist the quantitative spatial characterization of SOC. The ECa data elucidated differences in soil properties as a consequence of topography and management and explained >25% of the SOC spatial variation. The FKM1 and FKM2 classifications of ECa could successfully delimit homogeneous soil units related to soil management and the spatial distribution of SOC. Plot edges and accumulation areas introduced some bias and SKlm–FKM1 could not improve the spatial estimation of SOC. The use of ECad and ECas as secondary information in SKlm–FKM2 reduced the RMSE of the SOC interpolation by 8%, similar to SKlm–management. The FKM2 classification was also

able to differentiate plots from the same treatment and showed variations within plots caused by other factors like tillage, topography, erosion or compaction. The results of this work can be useful for similar experiments on the assessment of soil C dynamics under different tillage systems. Even in our homogeneous clay soil, uniform management units could be identified using ECa and FKM, where different experimental treatments can be best compared

Acknowledgements. This work was funded by the Spanish Ministry of Education and Science and the National Institute of Agricultural Research through Grants RTA2006-00058-CO3-01/02, PRE-2005, and by the Junta de Andalucía though Grant AGR2349. Complementary funding by the IFAPA through Grant FIC07-06 is also acknowledged. We thank J. García-Baquero and the personnel of the soils laboratory at IFAPA-Alameda del Obispo for helping with the soil analysis. Also special thanks to J. Osuna (University of Cordoba) and M. Morón (IFAPA) for setting up the mobile configuration of the equipment.

REFERENCES

Abdu H., D.A. Robinson, M. Seyfried y S.B. Jones. 2008. Geophysical imaging of watershed subsurface patterns and prediction of soil texture and water holding capacity. *Water Resour. Res*. 44, W00D18, doi:10.1029/2008WR007043.

Cockx, L., M. Van Meirvenne, and G. Hofman. 2005. Characterization of nitrogen dynamics in a pasture soil by electromagnetic induction. *Biol. Fertil. Soils*, 42: 24–30.

Deutsch, C. V., and A.G. Journel. 1998. Gslib. Geostatistical software library and user's guide. 2nd ed. Oxford Univ. Press. Oxford.

Callegary, J.B., T.P.A. Ferré, and R.W. Groom. 2007. Vertical spatial sensitivity and exploration depth of low-induction-number electromagnetic-induction instruments. *Vadose Zone J*. 6,158–167.

Carroll, Z.L., and M.A. Oliver. 2005. Exploring the spatial relations between soil physical properties and apparent electrical conductivity. *Geoderma* 128:354-374.

Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford Univ. Press, Oxford

Kravchenko, A.N, and G.P. Robertson. 2007. Can topographical and yield data substantially improve total soil carbon mapping by regression kriging? *Agron. J*. 99:12-17.

Kachanoski, R.G., E.G. Gregorich, and I.J. Van Wesenbeeck. 1988. Estimating spatial variations of soil water content using non-contacting electromagnetic inductive methods. *Can. J. Soil Sci*. 68:715–722.

Lozano, B. 2008. *Estudio del comportamiento hídrico en ZNS de un vertisol del Valle Medio del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Dpto. de Química Agrícola, Universidad de Córdoba.

McCutcheon, M.C, H.J. Farahani, J.D. Stednic, G.W. Buchleiter and T.R. Green. 2006. Effect of soil water on apparent soil electrical conductivity and texture relationships in a dryland field. *Biosyst Engng*. 94:19-32.

Minasny, B., A.B. McBratney, and B.M. Whelan. 2002a. Vesper (variogram estimation and spatial prediction plus error) version 1.6. Aust. Ctr. for Precision Agric., Sydney

Minasny, B., and A.B. McBratney. 2002b. FuzME version 3.0, Australian Centre for Precision Agriculture. Available at http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa (Verified 12 Dec. 2008)

Odeh, I.O.A, A. B. McBratney, and D.J. Chittleborough. 1992. Soil pattern recognition with Fuzzy-c-means: Application to Classification and Soil-Landform Interrelationships. Soil Sci. Soc. Am. J. 56:505-516.

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.

Perfect, E., and J. Caron. 2002. Spectral analysis of tillage-induced differences is soil spatial variability. *Soil Sci. Soc. Am. J*. 66:1587-1595.

Robinson D.A., A. Binley, N. Crook, F.D. Day-Lewis, T.P.A. Ferré, V.J.S. Grauch, R. Knight, M. Knoll, V. Lakshmi, R. Miller, J. Nyquist, L. Pellerin y K. Singha. 2008. Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrol. Proc*.. 22, 3604-3635.

Smith, P. 2004.Soil as a carbon sink: the global context. *Soil Use Manag*. 20:212-218.

Sparks, D.L., A.L. Page, P.A. Helmke, R.H. Loeppert, P.N. Soltanpour, M.A. Tabatai, C.T. Johnston, and M.E. Sumner (Eds.), 1996. Methods of Soil Analysis. Part 3: Chemical Methods. Soil Sci. Soc. Am. Book Series no. 5. 3rd ed. Soil Science Society of America, Madison.

Vanderlinden , K., J.A. Jiménez, J.L. Muriel, F. Perea, I. García and G. Martínez. 2008. Interpolation of soil moisture content aided by FDR sensor observations. Soares, A., M. J. Pereira and R. Dimitrakopoulos: *GeoENV VI - Geostatistics for Environmental Applications*, 397-407. Springer, Berlín.

Vitharana, U.W.A., M. Van Meirvenne, L. Cockx, and J. Bourgeois. 2006. Identifying potential management zones in a layered soil using several sources of ancillary information. *Soil Use Manage*. 22:405-413.

Weller, U., M. Zipprich, M. Sommer, W. Zu Castell and M. Wehran. 2007. Mapping clay content across boundaries at the landscape scale with electromagnetic induction. *Soil Sci. Soc. Am. J*. 71: 1740-1747.

HUMEDAD DEL SUELO Y VARIABILIDAD CON DIVERSAS ESTRATEGIAS DE MUESTREO: UN CASO DE ESTUDIO EN LA CUENCA DEL DUERO

José Martínez Fernández, Nilda Sánchez Martín, Carlos Pérez Gutiérrez y Guido Baroncini Turricchia

Centro Hispano Luso de Investigaciones Agrarias. Universidad de Salamanca. c/ Duero, 12. 37185 Villamayor
e-mail: jmf@usal.es, web: http://www.usal.es/hidrus

Palabras clave: Humedad del suelo, muestreo, variabilidad, cuenca del Duero

RESUMEN. *En este trabajo se hace un análisis comparativo de la estimación de la humedad del suelo media y su variabilidad a partir de los datos obtenidos con diferentes estrategias de muestreo en una misma zona. El estudio se llevó a cabo en REMEDHUS (Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca), situada en el sector central de la Cuenca del Duero, sobre una superficie aproximada de 1300 km^2. Desde 1999 se dispone de una red estaciones a las que se incorporaron en 2005 sondas de capacitancia que miden la humedad del suelo en continuo, con registros cada hora. Esto ha permitido poder pasar de mediciones manuales cada catorce días, a mediciones horarias. Por otro lado, en la primavera de 2008 se seleccionaron 65 parcelas representativas de los usos del suelo de la zona, en las que se pudiera hacer un seguimiento periódico y manual del contenido de agua del suelo. En estas parcelas se ha medido la humedad del suelo de 0-5 cm de profundidad en nueve días distribuidos entre mayo y noviembre de 2008 y se ha comparado con la humedad medida en la red permanente. Dicho periodo fue elegido con el objeto de recoger todo el rango de contenidos de humedad y las situaciones más contrastadas, como así se pudo comprobar a posteriori. De los resultados del estudio se observa que existe una gran similitud en el valor de la humedad media obtenido con ambas estrategias de muestreo. Esto es así, además, para los diferentes contenidos de agua del suelo. De esta circunstancia se infiere la representatividad de la red permanente para la estimación de la humedad media de la zona. Al mismo tiempo, se han comparado los patrones de variabilidad de la red preestablecida y la red automática, y se han observado algunas diferencias en relación con el diferente muestreo temporal. Se ha realizado también un análisis de la persistencia de los patrones de distribución espacial de la humedad del suelo.*

ABSTRACT. *In this work has been made a comparative analysis of the mean soil moisture estimation and their variability from the data collected with different sampling strategies. The study was carried out in REMEDHUS (Soil Moisture Measurement Stations Network of the University of Salamanca), located in the central sector of the Duero basin, on a surface of around 1300 km^2. There is a network stations in operation since 1999 and recently (2005) a set of permanent capacitance probes was installed. This equipment enabled to progress from manual measurements every fourteen days, to hourly measurements. On the other hand, in the spring of 2008 65 representative agricultural plots of the zone were selected, in which a periodic and manual survey of the soil water content could be done. In these plots the soil moisture content at 0-5 cm depth in nine days distributed between May and November of 2008 was measured and has been compared with the soil moisture measured in the permanent network. This period was chosen with the aim of having all the range of water contents, as it was verified later. The results of the study show a great similarity in the mean soil moisture obtained with both sampling strategies. This is thus, in addition, for the different soil water contents. Therefore, the representativeness of the permanent pre-established measurement network for the mean soil moisture estimation is inferred. At the same time, the variability patterns of the pre-established network and the automatic network have been compared and differences in relation to the temporal sampling interval have been observed. An analysis of the persistence of the spatial distribution patterns of the soil moisture has also been made.*

1. INTRODUCCIÓN

El contenido de agua del suelo es una variable de estado clave para entender un gran número de procesos hidrológicos. La humedad edáfica es uno de los principales factores en la dinámica infiltración/escorrentía. Interviene directamente en la separación de la radiación neta entre calor sensible y latente. Determina la cantidad de agua disponible para la evapotranspiración. Controla el flujo subsuperficial y la migración de agua y productos químicos hacia el acuífero. La humedad antecedente del suelo en una cuenca es un factor clave en la modelización hidrológica (Beven 2001). El conocimiento del comportamiento de la humedad del suelo y su distribución espacio-temporal aporta una información esencial para los modelos climáticos.

La variabilidad de los procesos hidrológicos es, desde hace tiempo, un tema clave de investigación. El análisis de la variabilidad de la humedad del suelo ha centrado la atención de una parte importante de la producción científica en este ámbito. Desde el trabajo pionero de Nielsen et al. (1973), y un buen número de investigaciones posteriores, se ha prestado una gran atención al estudio de la variabilidad espacial de las propiedades hídricas de los suelos. El análisis de la variabilidad temporal conoció un gran impulso a partir de la aparición del conocido artículo de Vachaud et al. (1985). En ese trabajo se introdujo el concepto de estabilidad temporal como la asociación temporal invariable entre localización espacial y valores estadísticos paramétricos clásicos de una determinada propiedad del suelo. Este enfoque permite determinar qué puntos de muestreo expresan el comportamiento medio de toda la zona estudiada (Martínez-Fernández y Ceballos, 2005), y cuáles son característicos de los valores extremos. De esta forma, la estabilidad temporal de la humedad del suelo es el reflejo de la persistencia temporal de la estructura espacial (Kachanoski y de Jong, 1988).

Debido a la utilización de herramientas de análisis cada vez más potentes (modelización y teledetección), se hace cada vez más necesario conocer cual es el comportamiento espacio/temporal de la humedad del suelo sobre territorios más amplios y durante periodos de tiempo prolongados. Las alternativas que se plantean a la medición puntual *in situ* son la estimación mediante teledetección y la modelización. Ambas metodologías requieren de las mediciones *in situ* para las fases de calibración y validación. Sin embargo, la variabilidad espacio/temporal de la humedad del suelo puede introducir una incertidumbre sistemática en las estimaciones de dicha humedad a partir de sensores remotos (Mohanty y Skaggs, 2001). La estimación eficiente y precisa es el principal componente de los programas de validación de la estimación de humedad del suelo mediante satélite (Cosh et al. 2006)

En este trabajo se analiza el comportamiento de la humedad del suelo con diversas estrategias espacio/temporales de muestreo, en términos de estimación del valor medio de la zona y de su variabilidad, en un sector del centro de la Cuenca del Duero. La superficie de la zona de estudio es equivalente a la del píxel (entre 25-40 km) de diversos sensores remotos de programas espaciales (METOP-ASCAT, SMOS, SMAP), actualmente operativos o en desarrollo, y que tienen por objeto estimar la humedad del suelo a escala global con cortos periodos de revisita. Los objetivos del trabajo han sido: comparar la estimación de la humedad media con dos muestreos espaciales diferentes en la misma zona; analizar la persistencia temporal de los patrones de distribución de la humedad del suelo; y comparar el comportamiento de la variabilidad con dos muestreos temporales diferentes.

2. ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra al SE de la provincia de Zamora, y abarca también dos pequeños sectores del W de la de Valladolid y del NE de la de Salamanca. Coincide, aproximadamente, con la comarca agrícola denominada La Guareña. El territorio estudiado ocupa una superficie de unos 1300 km^2, dedicada casi en su totalidad a usos agrícolas. En él se encuentra instalada desde 1999 la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS), compuesta, además de otros dispositivos climáticos e hidrológicos, por 20 estaciones de medición de humedad del suelo (Martínez-Fernández, Ceballos 2003). La distribución de las estaciones se hizo atendiendo a criterios edafológicos, topográficos y de usos del suelo. Aunque el contexto bioclimático es el mismo, todas las estaciones son independientes desde el punto de vista hidrológico. A la infraestructura originaria de la red (perfiles con sondas TDR a 5, 25, 50 y 100 cm de profundidad, con mediciones quincenales), en la primavera de 2005 se incorporó a cada estación una sonda de capacitancia Hydra (Stevens Water Monitoring Systems Inc., Portland, OR) a cada estación, para medir

humedad y temperatura de suelo a 0-5 cm de profundidad. Estas sondas registran dichas variables cada hora y la información es recibida en un servidor mediante un sistema de transmisión remota de datos. En este estudio se han utilizado los valores medios diarios de los años 2006 a 2008. Como complemento a REMEDHUS, en la primavera de 2008 se seleccionaron un total de 65 parcelas en la misma zona, con el objeto de contar con una red de puntos de control de la humedad del suelo para la realización de campañas intensivas de medición y para su utilización en labores de estimación humedad del suelo con sensores remotos a distintas escalas. En cada una de esas parcelas se hicieron 9 muestreos entre los meses de mayo y noviembre de 2008, cubriendo un rango bastante amplio de situaciones y contenidos de agua en el suelo. Cada dato de humedad de esos muestreos es la media de cuatro mediciones aleatorias de la humedad del suelo entre 0-5 cm de profundidad, en puntos distantes al menos 25 m del borde la parcela. Las mediciones se hicieron de forma manual con sondas Theta-ML2x (Delta-T Devices Ltd. Cambridge, K). La suma de ambas redes, conlleva la medición de la humedad del suelo en 85 puntos sobre una superficie de unos 1300 km^2 aproximadamente.

Para el análisis de la variabilidad de la humedad del suelo se ha utilizado el cálculo de la varianza de cada medición. En el caso de la red de sondas Hydra, se ha calculado primero la media diaria para cada día y estación, y posteriormente la varianza para cada fecha de medición. Para ver el patrón de variabilidad se han comparado los valores de varianza con los de humedad media de cada día. Para el análisis de la persistencia de los patrones de distribución espacial, se ha calculado el coeficiente de correlación (Test no paramétrico de Spearman) de la humedad media de un día con la del día previo, con la de 7 días antes y con la que había 14 días antes.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como ya se ha señalado, uno de los objetivos de la selección de una red de parcelas en REMEDHUS fue el de poder llevar a cabo campañas intensivas periódicas, que pudieran servir de base para una verificación del cálculo de la humedad media de la zona obtenida con la red Hydra. Por tanto, se buscaba profundizar en la representatividad del valor medio de humedad que se obtiene con la red permanente de estaciones. El periodo de muestreo elegido (Mayo-Noviembre de 2008) permitió registrar el rango más amplio de contenidos de agua en el suelo en la zona. Se cuenta con datos en la red Hydra desde 2005 y se mide con la red TDR desde 1999, lo que permite tener una cierta seguridad en relación con dicho rango. Por tanto, se registraron situaciones que iban desde condiciones muy secas a muy húmedas, próximas a los valores máximos y mínimos registrados en las series anuales.

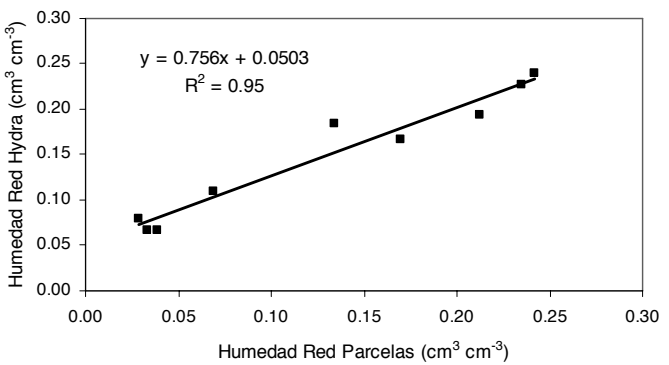


Figura 1. Relación entre la humedad media 0-5 cm en la red de sensores Hydra de REMEDHUS (20 estaciones) y en la red de parcelas (65 puntos de muestreo), para las mediciones realizadas entre el 20 de mayo y el 21 de noviembre de 2008

La comparación entre el valor medio registrado en la red Hydra y el obtenido en las mediciones de la red de parcelas (Fig. 1) da un resultado sumamente satisfactorio. El grado de ajuste de las dos series de datos es muy bueno (R^2=0.95, p>0.001). No hay que olvidar que el de la red de parcelas es un muestreo aleatorio, en el que únicamente se tuvo en cuenta que estuvieran representados todos los usos y tipologías de suelo de la zona de estudio. El tipo de sensor en los dos muestreos y el modo de medición (manual frente automático), son distintos, pero el volumen de suelo en la zona de influencia de las sondas es similar. Las únicas diferencias reseñables en los valores se han dado cuando el suelo estaba muy seco, siendo, en esas condiciones, inferior la humedad en la red de parcelas. En cualquier caso, la diferencia no ha superado el 4% vol., estando, por tanto, por debajo de valores considerados aceptables en otros trabajos (Cosh et al. 2008)

Aunque el número de mediciones de esta campaña en la red de parcelas es reducido (nueve días), se ha comparado la varianza de cada uno de esos días con el valor de la humedad media correspondiente, con el objeto de determinar la presencia de un patrón de variabilidad en esta nueva estrategia de muestreo utilizada en REMEDHUS. A pesar de la restricción del número de datos, se observa (Fig. 2) una clara relación lineal directa entre varianza y media. La variabilidad espacial aumentó claramente a medida que el suelo contenía más humedad. En cualquier caso, los valores de varianza son bastante bajos, incluso para los casos en los que el suelo estaba próximo a su valor máximo de contenido de humedad.

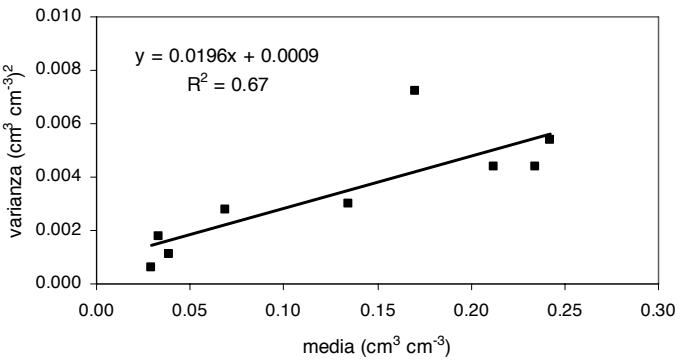


Figura 2. Relación entre humedad del suelo (0-5 cm) media y varianza en el muestreo realizado en la red de parcelas entre mayo y noviembre de 2008

El hecho de poder contar con una serie de datos diarios de más de tres años en el caso de la red Hydra, permitió llevar a cabo un análisis de este tipo, pero mucho más exhaustivo. Se comparó la humedad media con la varianza diaria obtenida en las 20 estaciones de dicha red para los años 2006, 2007 y 2008. El resultado de dicho análisis muestra (Fig. 3) que existe una relación directa no lineal, muy bien definida, entre contenido de agua en el suelo y varianza. Habida cuenta del número de datos y de la duración del periodo de muestreo (tres años), se puede afirmar con cierta seguridad que esa relación refleja el patrón de variabilidad de la humedad del suelo en esta zona. La variabilidad aumenta cuando lo hace la cantidad de agua del suelo. Dicho patrón evidencia la presencia de dos zonas de comportamiento, cuyo límite parece situarse entorno al valor de 0.15 cm^3 cm^{-3} de humedad (curiosamente el contenido medio humedad a capacidad de campo en los suelos de la red es precisamente ese valor). Por debajo de esa humedad del suelo

la variabilidad es muy baja y apenas varía. Por encima, el valor de la varianza aumenta rápidamente y la dispersión de los datos se incrementa notablemente. Famiglietti et al. (1998) encontraron también un patrón similar y constataron el aumento progresivo de la dispersión de los valores a medida que la humedad del suelo aumentaba.

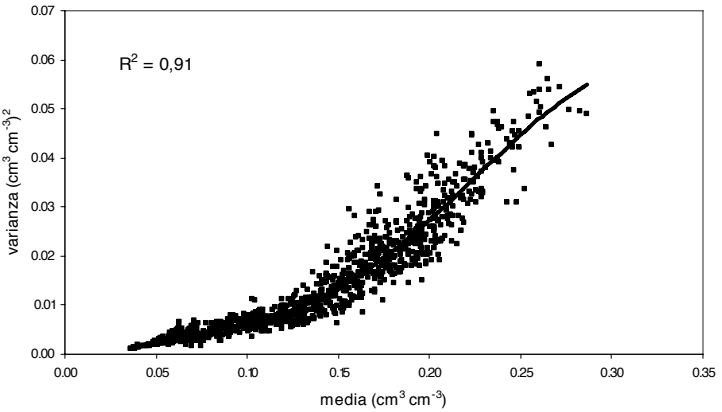


Figura 3. Relación entre humedad del suelo media y varianza. Datos diarios de la red Hydra en los años 2006, 2007 y 2008.

Respecto a la relación entre contenido de humedad del suelo y variabilidad, han existido posturas contrapuestas entre diferentes autores. Ha habido trabajos en los que sus autores mostraban la existencia de una relación inversa (Van Besesbeeck y Kachanoski, 1988; Gómez-Plaza et al. 2000; Qiu et al 2001; Hupet y Vanclooster, 2002), es decir, un aumento de la variabilidad a medida que el suelo estaba más seco. Bien es verdad que se trata de trabajos en los que hay una gran variedad de escalas espaciales y de duración de las series temporales empleadas. Otros autores, sin embargo, encontraron una relación directa entre variabilidad y cantidad de agua presente en el suelo (Robinson y Dean, 1993; Famiglietti et al. 1998; Martínez-Fernández y Ceballos. 2003; Martínez-Fernández et al. 2003). Llorens et al. (2003) en un estudio realizado durante cuatro años en un área de montaña con un muestreo semanal, hallaron una relación más compleja entre humedad del suelo y variabilidad. Estos autores encontraron que existía una relación directa que se invertía, a partir de un determinado valor, para contenidos muy altos de agua en el suelo. Martínez-Fernández et al. (2003) encontraron un resultado similar, también en una zona forestal y con muestreo quincenal. Esta circunstancia puede estar relacionada con el hecho de que, en ambos casos, determinados suelos de las respectivas zonas de estudio se saturaban por completo.

Resulta interesante reseñar que en la zona de REMEDHUS se hizo anteriormente un estudio sobre la variabilidad espacio/temporal del contenido de agua en el suelo (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003), pero empleando una serie de datos de tres años de la primitiva red de estaciones TDR. Como ya se ha dicho, las localizaciones de las estaciones de ambas redes coinciden. Con los datos del primer año de funcionamiento simultáneo de ambas, se hizo un análisis comparativo de la estimación de la humedad media de la zona y el grado de ajuste fue sumamente satisfactorio (R^2=0.97, RMSE 1.6% vol.). Las diferencias fundamentales de los dos dispositivos experimentales estriban en el tipo de sonda (manual TDR frente a automática Hydra), el volumen de suelo muestreado (las sondas TDR tienen 25 cm de longitud y

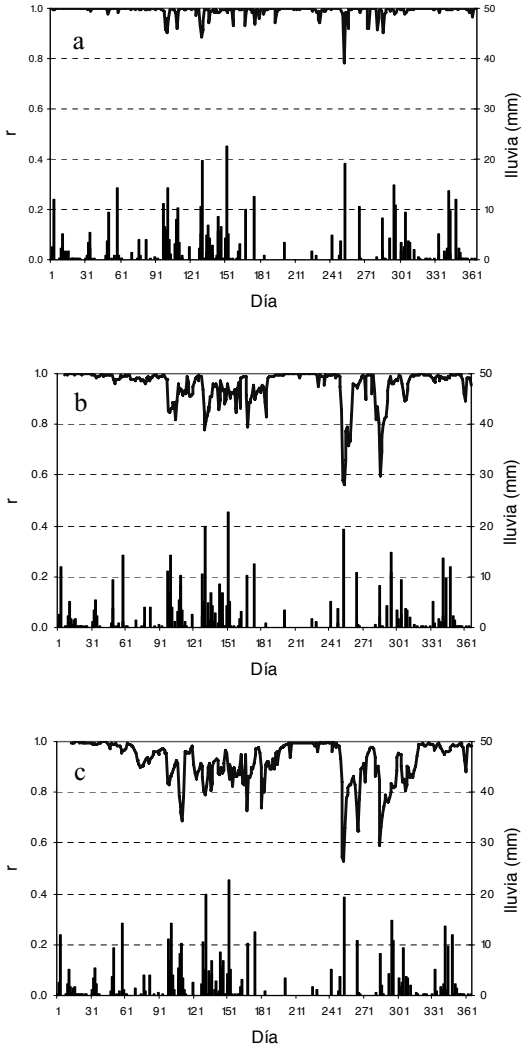


Figura 4. Coeficiente de correlación (eje horizontal superior) entre la humedad medida en las estaciones de la red Hydra entre un día y el día anterior (a), siete días antes (b), y catorce días antes (c). En el eje horizontal inferior está representada la lluvia diaria. Año 2008.

las Hydra 5 cm) y el intervalo de muestreo, pues en la red TDR se mide la humedad quincenalmente, mientras que en la otra se registran datos cada hora (aquí se utilizan datos diarios). En la práctica, el intervalo temporal de muestreo es la diferencia fundamental. A pesar de todo, el patrón de variabilidad obtenido en dicho estudio fue similar, en términos generales, pues también se encontró una relación directa entre contenido de humedad del suelo y variabilidad. Sin embargo, en aquel trabajo la relación encontrada fue lineal, la dispersión de los datos mayor y la variabilidad espacio/temporal más elevada. El paso de un muestreo quincenal a diario, explicaría probablemente las diferencias encontradas en los dos análisis. En el caso del muestreo realizado en la red de parcelas (Fig. 2), con un intervalo temporal irregular de entre 13 y 51 días de separación entre mediciones consecutivas, la relación entre media y varianza también ha sido lineal.

El estudio de la persistencia de los patrones de distribución de la humedad del suelo a lo largo del tiempo se puede utilizar para restituir series temporales (Guber et al. 2008), para optimizar el número de puntos de medición (Schneider et al. 2008), y resulta de utilidad cuando no se dispone de estaciones de medición permanentes o cuando se realizan muestreos a intervalos irregulares. Un ejemplo de esto último sería la utilización de sensores remotos, cuyo paso sobre una determinada zona de interés ocurre a intervalos de tiempo, no siempre regulares, que oscilan entre unos pocos días o semanas. El análisis de persistencia de dichos patrones permitiría establecer si un determinado muestreo de humedad del suelo podría ser utilizado con objetivos de calibración o validación, a pesar de que la fecha del paso del satélite no coincidiera con la del muestreo. Con los datos de la red permanente de sensores Hydra se ha realizado un análisis de persistencia de los patrones de distribución de la humedad del suelo, utilizando los datos medios diarios de los años 2006 a 2008. Se ha calculado el coeficiente de correlación de la humedad media de un día, medida en 20 estaciones, con la del día anterior, con la de una semana antes y con la de dos semanas antes. En la figura 4 se muestra el resultado correspondiente a 2008, a modo de ejemplo, ya que los otros dos años analizados evidenciaron un comportamiento similar. Con los tres intervalos temporales el coeficiente de correlación es muy alto casi permanentemente, por encima de 0.8 la mayor parte del tiempo. Se observa que después de los episodios lluviosos el coeficiente cae, aunque casi siempre se mantiene en valores altos, y vuelve a aproximarse a 1 inmediatamente después de que el evento cesa y comienza una nueva racha seca. Únicamente se altera sustancialmente dicho patrón de persistencia cuando se producen episodios de lluvia de consideración, después de rachas secas prolongadas, sobre todo a finales del verano. Los días de lluvia abundante que se producen cuando el suelo está muy seco, momento en el que se ha visto que la variabilidad es mínima, rompen el patrón de distribución espacial. Esto es así porque, por un lado, los suelos van a manifestar de manera más clara sus diferentes propiedades hídricas al humectarse partiendo de esas condiciones de sequedad previa (no hay que olvidar que se trata de los primeros 5 cm del suelo) y, por otro, porque ese tipo de eventos lluviosos suelen tener una distribución espacial sumamente irregular.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha comprobado la representatividad de una red permanente de estaciones de medición de la humedad del suelo. La selección de una red de parcelas con criterios de representatividad de usos y tipologías de suelo ha permitido llevar a cabo la verificación de la estimación de la humedad media con la red permanente y la comprobación de la existencia de pautas similares de variabilidad. La red permanente de REMEDHUS ha permitido generar una base de datos diarios con una serie suficientemente larga (más de tres años) para poder demostrar la existencia de un inequívoco patrón de relación entre humedad media diaria del suelo y varianza. Se trata de una relación directa no lineal en la que se detectan dos regiones de comportamiento por encima y por debajo de un determinado contenido de agua en el suelo. Este resultado corrobora y profundiza en lo hallado en trabajos anteriores en la misma zona. Las diferencias obtenidas en ese patrón de comportamiento con las diferentes estrategias de muestreo, parecen estar relacionadas únicamente con el intervalo de muestreo temporal. El estudio de la persistencia temporal de los patrones de distribución espacial de humedad del suelo ha mostrado la existencia de una gran estabilidad temporal, que se altera únicamente cuando se producen episodios lluviosos después de prolongadas rachas secas. Bajo esas condiciones, los suelos parecen resaltar al máximo sus diferencias en relación con las específicas

propiedades hídricas de cada tipología.

Los estudios sobre variabilidad espacio/temporal de la humedad del suelo, la identificación de patrones de variabilidad o el análisis de la persistencia de dichos patrones, pueden ser de gran utilidad de cara a minimizar la incertidumbre inherente a la utilización de la modelización y la teledetección, hoy por hoy, las herramientas más potentes e ineludibles para la investigación hidrológica.

Agradecimientos. Los autores expresan su agradecimiento a Ana Cano, Pablo Méndez y Luciana A. Magalhães por su colaboración en el trabajo de campo, y al Ministerio de Ciencia y Tecnología (Proyectos ESP2006-00643 y ESP2007-65667-C04-04) y a la European Space Agency (AO 3230), sin cuya financiación no podría haberse realizado este trabajo de investigación.

REFERENCIAS

Beven, K.J., 2001. *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer*. J. Wiley & Sons, LTD, Chichester.

Cosh, M.H., T.J. Jackson, S. Moran y R. Bindlish. 2008. Temporal persistence and stability of surface soil moisture in a semi-arid watershed. *Rem. Sens. of Env*. 112:304-313.

Cosh, M.H., T.J. Jackson, P. Starks y G. Heathman. 2006. Temporal stability of surface soil moisture in the Little Washita River watershed and its applications in satellite soil moisture product validation. *J. of Hydrology*. 323:168-177.

Famiglietti, J. S., J. W. Rudnicki y M. Rodell. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *J. of Hydrology*. 210:259-281.

Gómez-Plaza, A., J. Alvarez-Rogel, J. Albaladejo y V. M. Castillo. 2000. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Proc*. 14:1261-1277.

Guber, A.K., T.J. Gish, Y.A. Pachepsky, M.T. van Genuchten, C.S.T. Daughtry, T.J. Nicholson y R.E. Cady. 2008. Temporal stability in soil water content patterns across agricultural fields. *Catena*. 73:125-133.

Hupet, F. y M. Vanclooster. 2002. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *J. of Hydrology*. 261:86-101.

Kachanoski, R.G. y E. de Jong. 1988. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. *Water Resour. Res*. 24:85-91.

Llorens, P., J. Latron y F. Gallart. 2003. Dinámica espacio-temporal de la humedad del suelo en un área de montaña mediterránea. Cuencas experimentales de Vallcebre (Alto Llobregat). En *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. Vol. VI. (J. Álvarez-Benedí, P. Marinero Eds.) 71-76.

Martínez-Fernández, J. y A. Ceballos. 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil. Sci. Soc. Am. J*. 67:1647-1656.

Martínez-Fernández, J. y A. Ceballos. 2005. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. J. of Hydrology. 312:28-38.

Martínez Fernández, J., A. Ceballos Barbancho, S. Casado Ledesma y C. Morán Tejeda. 2003. Estabilidad temporal de la humedad edáfica bajo diferentes condiciones ambientales mediterráneas y de uso del suelo. En *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. Vol. VI. (J. Álvarez-Benedí, P. Marinero Eds.) 77-82.

Mohanty, B. P. y T. H. Skaggs. 2001. Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with vaying soil, slope, and vegetation. *Adv. Water Resour*. 24:1051-1067.

Nielsen, D.R., Biggar, J.W. y K.T. Erh. 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*. 42:215-259.

Qiu, Y., B. Fu, J. Wang y L. Chen. 2001. Spatial variability of soil moisture content and its relation to environmental indices in a semi-arid gully catchment of the Loess Plateau, China. *J. of Arid Environ.* 49:723-750.

Robinson, M. y T.J. Dean 1993. Measurement of near surface soil water content using a capacitance probe. *Hydrological Proc*. 7:77-86.

Schneider, K., J.A. Huisman, L. Breuer, Y. Zhao y H.G. Frede. 2008. Temporal stability of soil moisture in various semi-arid steppe ecosystems and its application in remote sensing. *J. of Hydrology*. 359:16-29.

Vachaud, G., A. Passerat de Silans, P. Balabanis, y M. Vauclin. 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil. Sci. Soc. Am. J*. 49:822-828.

Van Wesenbeeck, I. J. y R. G. Kachanoski. 1988. Spatial and temporal distribution of soil water in the tilled layer under a corn crop. *Soil. Sci. Soc. Am. J*. 52:363-368.

NUEVO ANÁLISIS DE LA ONDA EN MICROSONDAS TDR PARA LA MEDIDA DE LA HUMEDAD DEL SUELO

David Moret-Fernández[1] y Francisco Lera[2]

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

2: Departamento de Ingeniería Electrónica y Comunicaciones
Instituto de Ciencia de Materiales de Aragón (ICMA)
Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) - Universidad de Zaragoza
C/ María de Luna 1, 50018, Zaragoza, España
e-mail:lera@unizar.es

Palabras clave: TDR; Humedad volumétrica; Conductividad eléctrica; Modelado

RESUMEN. *Este trabajo presenta un modelo numérico de análisis de onda TDR que, aplicado a microsondas TDR, permite estimar por análisis inverso de la onda la humedad volumétrica (θ) y conductividad eléctrica aparente (σ_a) del suelo. El modelo fue testado en dos sondas TDR de diferente geometría (diámetro varilla: 1 mm; separación varillas externas: 10 mm; longitud sondas: 15 y 30 mm, respectivamente) en agua con diferentes grado de salinidad (entre 0 y 15 dS m^{-1}) y en arena humectada con agua destilada y una solución salida de 5 dS m^{-1}. La excelente correlación ente los valores de θ y σ_a obtenidos por análisis inverso de la onda TDR y los medidos por gravimetría y utilizando el método TDR estándar de medida de σ_a (r^2 = 0.98, ECM < 0.052) indica que el método propuesto aplicado a microsondas TDR es suficientemente consistente para efectuar medidas de humedad y conductividad eléctrica del suelo.*

ABSTRACT. *This work presents a numerical model, which applied to micro-TDR probes, allows estimating by inverse analysis of the TDR waveform the volumetric water content (θ) and the bulk electrical conductivity (σ_a)of the soil. The model was tested on two micro-TDR probes of different geometry (rod diameter: 1 mm; separation between external rods: 10 mm; total length: 15 and 30 mm, respectively, in water with different saline solutions (from 0 to 15 dS m^{-1}) and in sand wetted with distilled water and a water solution of 5 dS m^{-1}. The excellent correlation between the θ and σ_a obtained by inverse analysis of the TDR waveforms and the corresponding θ values calculated from the soil weight and the σ_a estimated using the standard TDR procedure (r^2 = 0.9, RMSE < 0.052) indicates that this method applied to micro-TDR probes is consistent enough to estimate the water content and the electrical conductivity of the soil.*

1. INTRODUCCIÓN

La técnica TDR (Time Domain Reflectometry) es un método ampliamente utilizado para la medida in situ e instantánea de la permitividad aparente (ε_a) y la conductividad eléctrica aparente (σ_a) del suelo (Topp y Ferré, 2002). El instrumento TDR emite un pulso electromagnético a lo largo de una línea de transmisión o sonda y recoge una de onda (onda TDR) en la que el voltaje (V) o coeficiente de reflexión (ρ) se expresa en función del

tiempo (t). El tiempo de transmisión de la onda electromagnética depende de la longitud de línea de transmisión (L) y de la permitividad aparente del medio, que a su vez es función de la humedad volumétrica de agua del suelo (θ) (Topp et al., 1980).

En general, las sondas TDR consisten en una varilla central y dos varillas exteriores conductoras y paralelas entre si que se conectan respectivamente al conductor central y a la carcasa exterior de un cable coaxial que conecta la sonda con el instrumento TDR. La humedad del suelo se estima a partir de un análisis gráfico de la onda TDR, en el cual, θ es proporcional al tiempo que tarda la onda en recorrer dos veces la línea de transmisión (Topp y Ferré, 2002). La longitud mínima de sonda necesaria para efectuar medidas precisas de humedad del suelo oscila entre 5 y 10 cm (Zegelin et al., 1992). Longitudes inferiores de sonda impiden determinaciones precisas del tiempo de transmisión lo que se traduce en importantes errores en el análisis gráfico de la onda TDR para la medida de θ. Esta limitación ha sido, sin embargo, parcialmente resuelta con nuevos diseños de sondas en las que las varillas (enrolladas entre si o en zig-zag) se disponen de forma diferente al tipo de sonda convencional (Bittelli et al., 2004; Moret-Fernández et al., 2008). Estas nuevas geometrías incrementan la longitud efectiva de la línea de transmisión y por lo tanto el tiempo de transmisión de la onda electromagnética a lo largo de la misma.

La estimación de σ_a medida por TDR se realiza, por lo general, utilizando el método de Giese y Tiemann (1975), procedimiento que posteriormente ha sido perfeccionado por Castiglione y Shouse (2003). Este método establece que σ_a es proporcional a la atenuación, a tiempo casi-infinito, del coeficiente de reflexión registrado por una sonda TDR no aislada. Este procedimiento ha sido posteriormente utilizado por Moret-Fernández et al. (2009) para medidas de σ_a con sondas TDR convencionales de 100 mm de longitud parcialmente aisladas con un material de alta permitividad dieléctrica, en las que la sección conductora no aislada oscilaba entre 5 y 50 mm de longitud.

La simulación de ondas TDR utilizando modelos matemáticos es una herramienta en expansión que permite extraer información adicional hasta la fecha no disponible con los métodos convencionales de análisis de onda. Por ejemplo, Oswald et al. (2003) y Greco (2006) desarrollaron dos métodos diferentes de análisis de onda TDR para obtener medidas de perfiles de humedad y conductividad eléctrica utilizando una sola sonda TDR verticalmente insertada en el suelo.

Este trabajo presenta un método numérico de síntesis e inversión de señales TDR que aplicado a microsondas TDR de 15 y 30 mm de longitud, permite determinar, por un proceso de inversión de onda TDR, la humedad volumétrica y la conductividad eléctrica aparente del medio. El modelo fue calibrado en agua con diferentes soluciones salinas (desde 0 a 15 dS m^{-1}) y validado sobre una muestra de arena humectada con agua destilada y una solución salina de NaCl de 5 dS m^{-1}.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Teoría

En el análisis clásico de la señal TDR, válido para sondas suficientemente largas y con medios débilmente conductores, el tiempo de propagación (t_L) de una onda electromagnética a lo largo de una línea de transmisión de longitud L se expresa como

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

donde c es la velocidad de la luz en el vacío (3 x 10^8 m s^{-1}) y ε_a es la permitividad relativa del medio que rodea a la línea de transmisión. El contenido de humedad volumétrica del suelo (θ) se calcula a partir de ε_a del suelo utilizando la ecuación (Topp et al., 1980)

$$\theta = -5.3(10)^{-2} + 2.92(10)^{-2}\varepsilon_a - 5.5(10)^{-4}\varepsilon_a^2 + 4.3(10)^{-6}\varepsilon_a^3 \tag{2}$$

El coeficiente de reflexión, ρ, en función del tiempo, t, se define como

$$\rho(t) = \frac{V(t) - V_0}{V_0} \qquad -1 \le \rho \le +1 \tag{3}$$

donde $V(t)$ es el voltaje a tiempo t, y V_0 es el voltaje del cable de transmisión que se conecta a la sonda TDR (impedancia estándar de 50 Ω).

La estimación por TDR de la conductividad eléctrica del medio que rodea a una línea de transmisión, σ_a (dS m^{-1}) se realiza con el método de Castiglione y Shouse (2003) ($\sigma_{a\text{-}CS}$), en el que la conductividad eléctrica del medio que rodea a una sonda TDR no aislada es proporcional a la atenuación del coeficiente de reflexión a tiempo casi-infinito, y se calcula según

$$\sigma_{a\text{-}CS} = \frac{K_p}{Z_r}\left(\frac{\rho_{aire} - \rho_f}{\rho_f - \rho_{cc}}\right) \tag{4}$$

donde ρ_f, ρ_{aire} y ρ_{cc} son el coeficiente de reflexión a tiempo casi-infinito del medio, en aire y en cortocircuito, respectivamente. El parámetro Z_r es la impedancia externa del ecómetro TDR (habitualmente 50 Ω) y K_p (m^{-1}) es la constante de celda que depende de la geometría de la sonda. El valor de K_p puede obtenerse por procedimientos teóricos o experimentalmente al sumergir la sonda TDR diferentes soluciones electrolíticas de conductividad eléctrica conocida (Wraith, 2002).

2.2. Modelo numérico

La señal TDR ρ(t) es la respuesta temporal en régimen transitorio del conjunto cable-sonda-suelo al impulso producido por el ecómetro, *I(t)*. Para poder analizarla, debemos disponer de un método de cálculo de la señal esperada a partir de las características del ecómetro, del cable, de la sonda y del suelo en el que ésta se inserta (θ y σ_a). Este método se explica en los párrafos siguientes, y se ha implementado en Matlab. La estimación de θ y σ_a a partir de ρ(t) se realiza mediante un proceso de inversión por optimización –mediante el paquete *optimization toolbox* de Matlab - en el que se buscan los valores que minimizan el error cuadrático medio entre las señales TDR calculadas y medidas, en el dominio del tiempo.

La sonda TDR y el cable se modelan como líneas de transmisión. Aun cuando ρ(t) es una respuesta transitoria temporal, el comportamiento de las líneas se modela más fácilmente en el dominio de la frecuencia, mediante análisis de Fourier. Esta herramienta ya ha sido utilizada en el análisis de señales TDR (Heimovaara, 1994; Heimovaara, 2004; Jones y Or, 2004; Huebner y Kupfer, 2007). El método que proponemos consiste en calcular la función de transferencia H(ω) en el dominio de la frecuencia del conjunto cable-sonda-suelo. Las señales TDR medidas no son continuas, sino discretas, y las transformadas de Fourier deben sustituirse por las correspondientes versiones discretas, implementadas en Matlab. La señal de excitación en el dominio de la frecuencia I(ω) se obtiene mediante la transformada de Fourier (FT) del impulso producido por el ecómetro:

$$I(\omega)=FT[I(t)] \tag{5}$$

La respuesta en el dominio de la frecuencia es entonces:

$$\rho(\omega)=I(\omega)\,H(\omega) \tag{6}$$

Finalmente, obtenemos ρ (t), mediante la Transformada de Fourier Inversa, IFT:

$$\rho(t)=IFT[\rho(\omega)] \tag{7}$$

Una introducción a la teoría de líneas de transmisión puede encontrarse en numerosos textos de electromagnetismo. Una referencia clásica es Ramo et al. (1984). En el dominio de la frecuencia, las líneas se caracterizan con cuatro parámetros distribuidos: capacidad C (F m^{-1}), autoinducción L (H m^{-1}), conductancia G (S m^{-1}) y resistencia, R (Ω m^{-1}). A partir de éstos se calculan la impedancia característica, Z_o (Ω) y la constante de propagación γ (m^{-1})

$$Z_0 = \sqrt{\frac{R + j\omega L}{G + j\omega C}} \qquad \gamma = \alpha + j\beta = \sqrt{(R + j\omega L)(G + j\omega C)} \tag{8}$$

donde α es la constante de atenuación (Np m^{-1}) y β la de fase (rad m^{-1}). En líneas ideales, R=0 y G=0:

$$Z_0 = \sqrt{\frac{L}{C}} \qquad \gamma = j\beta = j\omega\sqrt{LC} = j\frac{\omega}{v} \tag{9}$$

donde ν es la velocidad de propagación. Cuando una línea de transmisión de longitud L se conecta a una impedancia de carga Z_L, la impedancia de entrada Z_i en su extremo libre obedece a la siguiente expresión:

$$Z_i = Z_0 \frac{Z_L + Z_0 \tanh \gamma L}{Z_0 + Z_L \tanh \gamma L} \tag{10}$$

La señal de excitación utilizada en este trabajo, $I(t)$, ha sido extraída de la medida de la señal TDR producida por el ecómetro con la salida cortocircuitada y en circuito abierto. $I(\omega)$ se obtiene numéricamente mediante (5).

Para conectar el ecógrafo con las sondas se ha usado cable coaxial tipo RG58, de impedancia característica 50 Ω y velocidad 0.66 c. Con estos datos, usando (9) estimamos L_c = 250 nH m^{-1} y C_c = 100 pF m^{-1}. En los cables reales existe atenuación, representada por R_c, y dispersión, apareciendo una inductancia distribuida adicional, L_{c2} . Ambos efectos, dependientes de la frecuencia han sido incorporados siguiendo las recomendaciones de Nahman (1972) con valores ajustados a partir de medidas con el cable terminado en cortocircuito, circuito abierto y 50 Ω.

$$R_c = 40 + 0.177\sqrt{\omega} \quad m\Omega / m \qquad L_{c2} = \frac{177}{\sqrt{\omega}} \quad \mu H / m \tag{11}$$

Las características de las sondas trifilares (tres varillas idénticas de radio b, separación entre varillas externas 2s y longitud L_s) como líneas de transmisión en vacío se han obtenido a partir de los cálculos de Ball (2002), para el caso n=2, donde n es el número de varillas externas de la sonda TDR trifilar. La impedancia característica aproximada de la sonda en vacío, Z_{s0}, con d = b s^{-1}, resulta:

$$Z_{s0} = \frac{1}{4\pi}\sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}} \ln\left(\frac{1}{2d^3}\right) \tag{12}$$

A partir de (12) y (9) es inmediato obtener los valores de capacidad (C_{s0}) e inductancia (L_{s0}) de las sondas en vacío

$$C_{s0} = \frac{\varepsilon_0}{\ln\left(\frac{1}{2d^3}\right)} \qquad L_{s0} = \mu_0 \ln\left(\frac{1}{2d^3}\right) \tag{13}$$

Si la sonda se inserta en un medio de conductividad σ_a, la conductancia por unidad de longitud se obtiene sustituyendo ε_0 por σ_a en la fórmula de C_{s0}. El efecto de un medio dieléctrico con pérdidas, con permitividad compleja $\varepsilon_c = \varepsilon' - j\,\varepsilon''$, se incorpora sustituyendo en C_{s0}, ε_0 por ε_c. La permitividad del agua $\varepsilon_w(\omega)$ la calculamos con las fórmulas de Meissner y Wentz (2004) para T=22ºC. En suelos con un contenido de humedad, θ, estimamos ε_a mediante la fórmula inversa de (2) y entonces:

$$\varepsilon_c = \frac{\varepsilon_a}{\varepsilon_{a0}} \varepsilon_w \tag{14}$$

donde $\varepsilon_{a0} = \varepsilon_a$ (θ=0). El efecto de la conductividad finita de las varillas de la sonda se incorpora siguiendo a Norris (1972) de forma análoga a como se ha hecho para el cable coaxial.

La función de transferencia $H(\omega)$ representa el divisor de tensión formado por la impedancia de salida del ecógrafo (50 Ω) y la impedancia de entrada a la que da lugar la sonda conectada con el cable coaxial.

$$H(\omega) = \frac{Z_i(\omega)}{50 + Z_i(\omega)} \tag{15}$$

El parámetro Z_i se calcula en dos pasos. En primer lugar, obtenemos la impedancia que supone la sonda insertada en el suelo, aplicando (10) a una línea de transmisión con los parámetros de la sonda trifilar, terminada en circuito abierto. En sondas cortas es preciso tener en cuenta el efecto de borde que se produce en el extremo abierto. La longitud aparente de la línea es mayor que la longitud real. Hemos incorporado este efecto en líneas trifilares duplicando las estimaciones de Green (1986) para líneas bifilares. En un segundo paso, obtenemos Z_i aplicando (10) con los parámetros del cable coaxial, siendo la impedancia de carga la obtenida en el paso anterior.

Finalmente, aplicando (6) y (7) se obtiene $\rho(t)$, que puede compararse directamente con las señales medidas y utilizarse para estimar θ y σ_a mediante optimización numérica.

2.3. Diseño experimental

El ecómetro utilizado para el registro de ondas TDR fue un instrumento Tektronix 1502C el cual se conectó a las sondas TDR a través de un cable coaxial de 50 Ω de 1 m de longitud. Los pulsos electromagnéticos se transfirieron a un ordenador para su almacenamiento y análisis utilizando el programa WinTDR'98 (Or et al., 1998). Se contrastaron 2 tipos diferentes de microsondas TDR de tres electrodos y siguientes características: varillas de 1 mm de diámetro, 10 mm de separación entre varillas externas y una longitud de 15 mm (S1) y 30 mm (S2), respectivamente (Fig. 1a). Las varillas externas e interna de las sondas TDR se soldaron respectivamente al electrodo central y a la carcasa externa de un conector BNC hembra, diseño que facilitaba la conexión al conector BNC macho fijado en el cable coaxial (Fig. 1a).

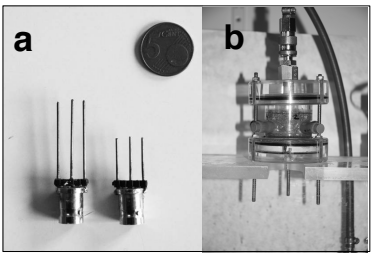


Figura 1. (a) Sondas TDR y (b) y minicámara de presión utilizada para calibrar el modelo numérico para la medida de la humedad del suelo utilizando microsondas TDR

Se realizó un primer experimento de laboratorio para calibrar el modelo numérico para la estimación de θ y σ_a a partir del análisis inverso de las ondas TDR. Para tal fin, las dos microsondas TDR fueron sumergidas en agua con diferentes soluciones salinas de NaCl (0, 1, 2, 5, 10 and 15 dS m^{-1}). Los valores de permitividad aparente y conductividad eléctrica, medida ésta última con un conductímetro (Crison Instruments, model conductimeter 522), fueron contrastados con los estimados a partir del análisis inverso de las ondas TDR. Este proceso de calibración exigió también el registro de ondas TDR con el cable coaxial en circuito abierto, corto circuito, y conectado a una resistencia calibrada de 50 Ω de impedancia.

La validación del modelo se efectúo en un segundo experimento de laboratorio sobre una muestra de arena humectada con agua destilada y una solución salina de 5 dS m^{-1}. Las dos microsondas fueron equidistantemente insertadas a una altura de 25 mm en un tubo de metacrilato de 60 mm de altura y 50 mm de diámetro interno, cerrado por la base con una malla de nylon de 20-μm de luz. Dicho tubo se corresponde con el cuerpo central de una minicámara de presión similar a la descrita por Moret-Fernández et al. (2008) (Fig. 1b). El tubo de metacrilato se llenó con arena seca (250-500 μm de tamaño de partícula) y se colocó sobre un disco cerámico (0.5 bar) de 7 mm de espesor y 50 mm de diámetro (Soil Moisture Inc. UK). El conjunto arena-disco cerámico se humectó por capilaridad con agua destilada hasta saturación. Una vez la arena saturada, se cerró la cámara de presión y se procedió a la extracción de agua a través del disco cerámico inyectando aire a presión por la parte superior de la cámara (Fig. 1b). Se realizaron un total de cuatro ciclos de drenaje a -1, -2, -3 and -5 kPa, de 24 h de duración cada uno. Al final de cada ciclo se realizaron registros de ondas TDR y del peso de la cámara de presión. Los valores del contenido de humedad volumétrica (θ_W) de la arena para cada uno de los ciclos de drenaje calculados a partir de la humedad gravimétrica y la densidad aparente del suelo fueron contrastados con

los valores de humedad volumétrica calculados numéricamente (θ_{Mod}) a partir del análisis inverso de la ondas TDR.

Este experimento fue nuevamente repetido pero humectando la arena con una solución salina de NaCl de 5 dS m^{-1}. Los valores de conductividad eléctrica calculados numéricamente a partir del análisis inverso de la onda TDR ($\sigma_{a\text{-}Mod}$) fueron contrastados con los valores de σ_a calculados utilizando el modelo de Castiglione y Shouse (2003) ($\sigma_{a\text{-}CS}$) (Ec. 4). En este caso, los valores de K_p utilizados para calcular $\sigma_{a\text{-}CS}$ fueron determinados previamente en laboratorio tras sumergir las sondas TDR en 6 soluciones salinas de NaCl (0, 1, 2, 5, 10 and 15 dS m^{-1}) medidas con un conductímetro.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Fig. 2, que compara las ondas TDR registradas por el ecómetro con el mejor ajuste de ondas simuladas utilizando el modelo numérico para una permitividad aparente de agua $\varepsilon_a = 81$ y geometría de sondas descritas en el apartado 2.3, muestra que el modelo describe con gran precisión el comportamiento de las ondas TDR (Error cuadrático medio (ECM) = 0.0119). La excelente correlación (Tabla 1) entre la conductividad eléctrica nominal medida con la celda de conductividad sumergida agua con diferentes soluciones salinas y los correspondientes valores estimados a partir del análisis inverso de la onda TDR para S1 y S2 indica que el modelo numérico es también suficientemente consistente para la medida de conductividad eléctrica en agua.

El modelo muestra también un excelente comportamiento aplicado a las Sondas 1 y 2 insertadas en arena con diferente contenido de humedad y conductividad eléctrica (Fig. 3). En general, el buen ajuste observado entre las ondas registradas con el ecómetro y las obtenidas utilizando el modelo numérico (ECM = 0.0146) indica que dicho modelo reproduce con gran precisión la evolución temporal de las ondas electromagnéticas propagándose a través de las sondas S1 y S2 insertadas en arena. Tanto el modelo como los datos experimentales muestran como la pendiente de la onda TDR tras la segunda reflexión disminuye al incrementar θ y σ_a, factor determinante para estimar la humedad media que rodea a la sonda TDR. La excelente correlación (Fig. 4) entre los valores medidos y estimados de θ_W y $\sigma_{a\text{-}CS}$ (Ec. 4) y los correspondientes valores de θ_{Mod} y $\sigma_{a\text{-}Mod}$ obtenidos por el análisis inverso de las ondas TDR para las Sondas 1 y 2 indica que el modelo aplicado a microsondas TDR es suficientemente robusto para la medida de θ y σ_a en diferentes condiciones de humedad y salinidad de suelo (Fig. 4a y Fig. 4b). La relativa dispersión observada entre los valores medidos y simulados de θ y σ_a (Fig. 4) puede atribuirse a una desigual distribución de poros en la muestra de arena, circunstancia que hace que pequeños cambios de densidad aparente entorno a las sondas TDR tenga un importante efecto en la estimación de θ en comparación con la humedad media medida en el cilindro de arena.

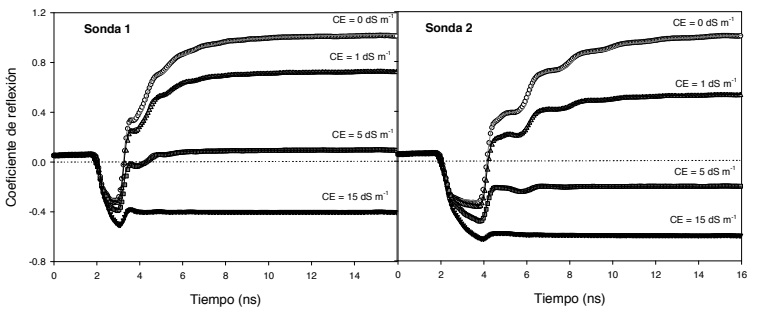


Figura 2. Ondas TDR medidas (símbolos) y mejor ajuste de ondas simuladas (líneas continuas) utilizando el modelo de numérico para la Sonda 1 y Sonda 2 inmersas en agua destilada y una solución salina de NaCl de conductividades eléctricas igual 1, 5 y 15 dS m^{-1}.

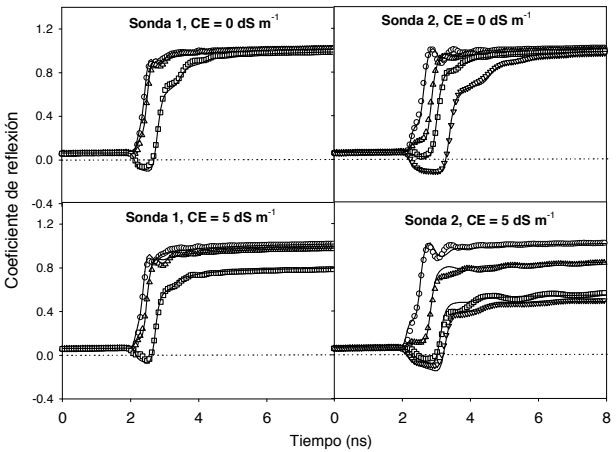


Figura 3. Ondas registradas por el ecómetro TDR (símbolos) y mejor ajuste de ondas simuladas utilizando el modelo de numérico (líneas continuas) para la Sonda 1 y Sonda 2 insertadas en arena con diferentes grados de humedad (desde 0.02 a 0.45 $m^3\ m^{-3}$) tras ser humectada con agua destilada y una solución salina de NaCl (CE) de 5 dS m^{-1}.

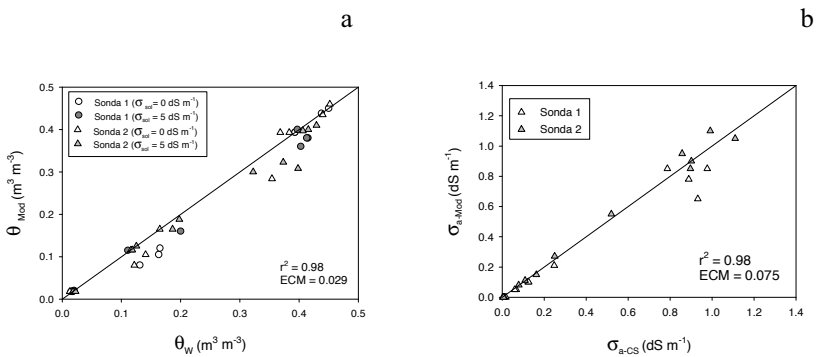


Figura 4. Correlaciones para la Sonda 1 y Sonda 2 insertadas en arena humectada con agua destilada y una solución salina de NaCl de 5 dS m^{-1} entre (a) la humedad volumétrica medida utilizando el método gravimétrico (θ_W) y la calculada a partir del análisis inverso de la onda TDR (θ_{Mod}); y (b) la conductividad eléctrica aparente estimada utilizando el método de Castiglione et al. (2003) (Ec. 4) ($\sigma_{a\text{-}CS}$) y la obtenida a partir del análisis inverso de la onda TDR ($\sigma_{a\text{-}Mod}$).

Tabla 1. Coeficiente de determinación, r^2, pendiente y punto de corte de la regresión y error cuadrático medio (ECM) para la relación entre la conductividad eléctrica medidas con una celda de conductividad sumergida en agua con diferentes soluciones salinas y las estimadas aplicando el modelo numérico a las correspondientes ondas TDR de las Sondas 1 y 2.

	Regresión	r^2	ECM
Sonda 1	y = 0.978x – 0.073	0.999	0.243
Sonda 2	y = 0.999x – 0.059	0.999	0.098

4. CONCLUSIONES

Este trabajo presenta un modelo que aplicado a microsondas TDR permite estimar, por inversión de la onda TDR, la humedad volumétrica y la conductividad eléctrica del suelo. La excelente correlación entre los valores de humedad y conductividad eléctrica calculados utilizando métodos estándar y los estimados por el modelo aplicado a dos microsondas TDR de diferentes geometrías sumergidas en agua y arena con diferente grado de salinidad, confirman la consistencia de dicho modelo. Sin embargo, son necesarios nuevos estudios con el fin de corroborar su aplicación en un espectro más amplio de geometrías de sondas y tipos de suelo.

Agradecimientos. El presente trabajo ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyectos: AGL2007-66320-CO2-02/AGR; 200840I214).

REFERENCIAS

Ball, J.A.R. 2002. Characteristic impedance of unbalanced TDR probes. *IEEE Trans. Instr. Meas.51*, 532-536.

Bittelli M., Flury, M., Campbell, G.S., Schulz, V. 2004. Characterization of a spiral-shaped time domain reflectometry probe. *Water Resour. Res. 40*, W09205, doi: 10.1029/2004WR003027.

Castiglione, P., and P.J. Shouse. 2003. The effect of ohmic, cable losses on time-domain reflectometry measurements of electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J. 67*, 414-424.

Giese, K., and R. Tiemann. 1975. Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry: Improved analysis of the step response waveform. *Adv. Mol. Relax. Processes 7*, 45-49.

Greco, R. 2006. Soil water content inverse profiling from single TDR waveforms. *J. Hydrol. 317*, 325-339.

Green, H. E. and Cashman, J.D. 1986. End effect in open-circuited two wire transmission lines. IEEE Trans. *Microwave Theory Techniques 34*, 180-186.

Heimovaara, T. J. 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils, *Water Resour. Res., 30*, 189–199.

Heimovaara T.J. ,Huisman, J.A, Vrugt J.A, and Bouten, W. 2004. Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe, Using the SCEM-UA bayesian inverse modelling scheme. *Vadose Zone J. 3,* 1128–1145.

Huebner C. and Kupfer, K. 2007. Modelling of electromagnetic wave propagation along transmission lines in inhomogeneous media. *Meas. Sci. Technol. 18,* 1147–1154.

Jones S.B. and Or, D., 2004. Frequency domain analysis for extending time domain reflectometry water content measurement in highly saline soils. *Vadose Zone J. 3*, 1128–1145.

Meissner T. and Wentz F.J. 2004. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations. *IEEE Trans.Geosci. Remote Sensing 42*, 1836-1849.

Moret-Fernández , D., J.L. Arrúe, V., Pérez, M.V., López. 2008. A TDR-pressure cell design for measuring the soil-water retention curve. *Soil Till. Res. 100,* 114-119.

Moret-Fernández, D., F. Lera, J.L. Arrúe, M.V. López. 2009. Measurement of soil bulk electrical conductivity in saline soils and solutions using TDR probes partially coated with high-dielectric material. *Vadose Zone J*. (in press).

Nahman, N.S. and Holt, D.R., 1972. Transient analysis of coaxial cables using the skin effect approximation A+ B √s. *IEEE Trans. Circuit Theory 19*, 443-451.

Or, D., S.B. Jones, J.R. VanShaar, S. Humphries, and L. Koberstein. 2004. WinTDR, Soil Analysis Software, -Users Guide- WinTDR Version 6.1. Dep. of Plants, Soil & Biometeorology, Utah State University, Logan, UT.

Oswald, B, H.R., Benedickter, W., Bachtold, H., Fluhler H. 2003. Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. *Water Resour. Res. 12*, DOI: 10.1029/2002WR001890.

Ramo, S., J.R. Whinnery, and T. Van Duzer. 1984. Fields and waves in communication electronics. John Wiley and Sons, New York.

Topp, G.C., and T.P.A. Ferre, 2002. Water content, In, Methods of Soil Analysis. Part 4. (Ed. J.H. Dane and G.C. Topp), SSSA Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Madison WI.

Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res. 16*, 574-582.

Wraith, J.M. 2002. Time Domain Reflectometry. p. 1289-1297. In J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) Methods of Soil Analysis: Part IV Physical Methods. SSSAJ Madison, WI.

Zegelin, SJ., I., White, G.F., Russell. 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil-water content. p. 187-208. In G.C. Topp et al. (ed.) Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice. SSSA Spec. Publ. 30. SSSA, Madison, WI.

NUEVO MÉTODO DE MEDIDA DE TASA DE INFILTRACIÓN DE AGUA EN EL SUELO POR INFILTROMETRÍA DE DISCO

David Moret-Fernández[1], César González Cebollada[2]

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

2: Área de Mecánica de Fluidos
Escuela Politécnica Superior de Huesca - Universidad de Zaragoza
Carretera de Cuarte s/n. 22071 Huesca, España
e-mail: cesargon@unizar.es

Palabras clave: Infiltrometro de disco; Pérdidas de carga; Tasa de infiltración

RESUMEN. *Este trabajo presenta un método que, aplicado a un nuevo diseño de infiltrómetro de disco, permite calcular caudales (Q) a partir de la pérdida de carga (ΔH_T) producida en un tubo cilíndrico. El método consiste en un sistema de doble Mariotte donde ΔH_T se mide en un tubo de Mariotte conectado a un depósito de agua a través de un tubo de silicona de 2-mm de diámetro y 100-cm de longitud. Este método fue testado en laboratorio y en condiciones de campo donde los valores medidos de ΔH_T y Q fueron contrastados con sus valores teóricos. La excelente correlación (r^2 = 0.99) entre los valores teóricos de ΔH_T y Q y los correspondientes valores experimentales obtenidos tanto en laboratorio como en campo indican que este método es una alternativa viable a los métodos convencionales de medida de tasa de infiltración comúnmente utilizados en infiltrometría de disco.*

ABSTRACT. *This paper presents a method which, applied to a new design of the disc infiltrometer, allows calculating water flows (Q) from the water head losses (ΔH_T) taking place in a cylindrical pipe. The method consists in a double Mariotte system where ΔH_T is measured in a Mariotte tube connected to a water reservoir through a 2-mm diameter and 100-cm long silicone pipe. The method was tested in laboratory and field conditions where the measured ΔH_T and Q values were contrasted with the corresponding theoretical ones. The excellent correlation (r^2 = 0.99) observed between the theoretical and experimental ΔH_T and Q values, either in laboratory and field conditions, indicates that this method is a feasible alternative to the conventional methods for infiltration rates measurements commonly used in the disc infiltrometry technique.*

1. INTRODUCCIÓN

El infiltrómetro de disco es un instrumento de campo ampliamente utilizado para medir, en condiciones próximas a saturación, las propiedades hidráulicas del suelo tales como la conductividad hidráulica (K), la sortividad (S) (Perroux y White, 1988) o el número y tamaño de macro y meso-poros del suelo conductores de agua (Moret y Arrúe, 2007). Su gran manejabilidad y rapidez en las medidas de infiltración hacen que su uso se haya generalizado en numerosos estudios de hidrología, agronomía o ciencias del suelo. Este instrumento, generalmente fabricado en metacrilato, consta de una base o disco sobre la que se inserta un depósito de agua y una torre de burbujeo (Perroux y White, 1988). El diseño clásico de infiltrómetro, cuyo depósito reposa sobre el disco, ha evolucionado hacia nuevos diseños en los cuales el depósito se ha independizado de la base (Casey y Derby, 2002; Moret y Arrúe, 2005). Estos nuevos diseños permiten, a diferencia del diseño original, reducir el peso sobre la superficie de muestreo y eliminar así posibles errores relacionados con el colapso de la estructura suelo en condiciones próximas a saturación, especialmente en suelo recién labrados (Moret y Arrúe, 2005).

La medida de la infiltración acumulada de agua en el suelo, a partir de la cual se calculan las propiedades hidráulicas, se realiza generalmente de forma manual anotando a intervalos constantes de tiempo el descenso de nivel de agua en el depósito del infiltrómetro. Este sencillo método de medida, que exige una atención continua sobre el infiltrómetro, puede ser fácilmente automatizado utilizando uno o varios transductores de presión insertados en el depósito del infiltrómetro y conectados a un datalogger (Ankeny et al., 1988; Casey y Derby, 2002) o utilizando la técnica de TDR mediante la inserción de un sonda de tres electrodos en el depósito del infiltrómetro (Moret et al., 2004). Por lo general, los depósitos utilizados en los infiltrómetros de disco suelen ser tubos cilíndricos de diámetro reducido (i.e. 5 cm de diámetro interno -d.i.-), lo que permiten efectuar medidas bastante precisas de caídas de nivel agua. Estos diseños, sin embargo, obligan a que en experimentos de larga duración (i.e. infiltraciones a varias tensiones en un mismo punto) se deba interrumpir las medidas para efectuar el rellenado del depósito, tarea que, aparte de tediosa, puede causar errores en las medidas de infiltración debido al propio manejo del infiltrómetro.

Este trabajo propone un nuevo método que, aplicado a un diseño de infiltrómetro con disco separado del depósito, permite medir la tasa de infiltración de agua en el suelo a partir de la pérdida de carga producida en el tubo de conexión entre disco y depósito. Este método fue calibrado en laboratorio y testado en campo utilizando un nuevo prototipo de infiltrómetro de disco.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Teoría

El movimiento de un fluido incompresible a lo largo de una tubería cilíndrica de diámetro D (m) viene caracterizado por la ecuación de Bernoulli (Giles et al., 1994)

$$\frac{v_1^2}{2g} + \frac{P_1}{\gamma} + z_1 = \frac{v_2^2}{2g} + \frac{P_2}{\gamma} + z_2 + \Delta H_T \qquad (1)$$

donde v_i (m s^{-1}), z_i (m) y P_i (kg m^{-1} s^{-2}) son, respectivamente, la velocidad media de circulación del fluido, la altura de la superficie del fluido y la presión en el punto i, respectivamente. El parámetro g (m s^{-2}) es la aceleración gravitatoria, γ (Kg m^2 s^{-2}) es el peso específico del fluido, definido como la densidad (kg·m^{-3}) multiplicada por g, y ΔH_T (m) es la pérdida de carga del fluido en movimiento.

Considerando dos depósitos conectados con una conducción de longitud L y diámetro D (Fig. 1), la pérdida de carga producida entre los puntos 1 y 2, cuando el fluido circula desde el depósito derecho hasta el depósito izquierdo, puede se derivada a partir de la ecuación (1), teniéndose

$$\Delta H_T = h_{1-B} - h_{1-B'} \qquad (2)$$

donde h_{i-j} es la diferencia de altura entre los correspondientes puntos mostrados en la Fig. 1.

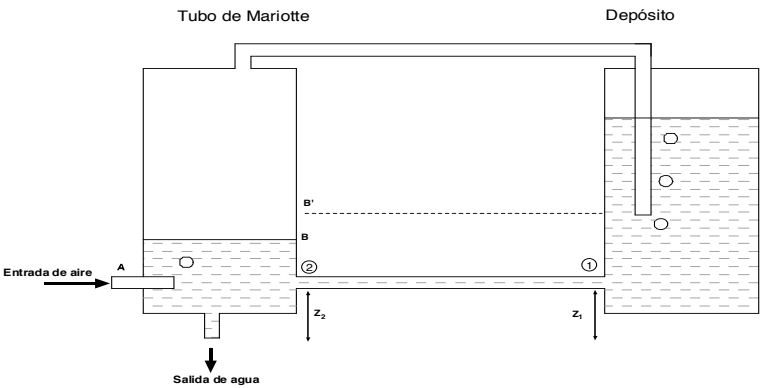


Figura 1. Esquema de un sistema de doble Mariotte utilizado para la medida de caudales a partir de la pérdida de carga.

Las pérdidas de carga totales en el sistema puede ser calculada según

$$\Delta H_T = \Delta H_C + \sum_1^n \Delta H_{s_i} \tag{3}$$

donde ΔH_C es la pérdida de carga continua en la tubería y ΔH_{S_i} es la pérdida de carga singular debida a estrechamientos, cambios de dirección y otras singularidades.

La pérdida de carga continua es descrita por la ecuación de Darcy-Weisbach (Giles et al., 1994)

$$\Delta H_C = f\left(Re, \frac{\varepsilon}{D}\right) \cdot \frac{L}{D} \cdot \frac{v^2}{2g} \tag{4}$$

donde f es el factor adimensional de fricción, D es el diámetro interno del tubo, ε es la rugosidad de la tubería (m), L es la longitud de la tubería (m) y Re es el número de Reynolds, definido como

$$Re = \frac{vD}{\eta} \tag{5}$$

donde η es la viscosidad cinemática ($m^2\ s^{-1}$) del fluido. La relación entre la temperatura del agua t (ºC) y la viscosidad cinemática del agua puede ser descrita según la ecuación empírica (r^2=0.99) obtenida a partir de la tabla de Giles et al. (1994) para valores de t.

$$\eta = 6.95(10)^{-10} t^2 - 5.31(10)^{-8} t + 1.78(10)^{-6} \tag{6}$$

Considerando que el factor de fricción para un flujo laminar (Re<2000) viene dado por

$$f = \frac{64}{Re} \tag{7}$$

y que el caudal a través de una conducción circular cumple

$$Q = v\pi\left(\frac{D}{2}\right)^2 \tag{8}$$

la pérdida de carga continua ΔH_C puede ser expresada como

$$\Delta H_C = \frac{128\eta}{\pi g}\frac{QL}{D^4} \tag{9}$$

La ecuación (9) es la ecuación de Bernoulli y muestra la relación lineal entre el caudal y la pérdida de carga continua en un flujo laminar de un fluido incompresible.

Las pérdidas de carga singulares en la tubería se calculan según (Giles et al. 1994)

$$\Delta H_S = K\frac{v^2}{2g} = K\frac{8Q^2}{\pi^2 g D^4} \tag{10}$$

donde K es una constante dependiente del tipo de singularidad considerada.

Combinado las ecuaciones (3), (9) y (10) se obtienen que las pérdidas de carga totales pueden ser expresadas según

$$\Delta H_T = Q\frac{128\eta}{\pi g}\frac{L}{D^4} + Q^2\frac{8}{\pi^2 g D^4}\left(\sum_1^n K_i\right) \tag{11}$$

donde K_i es la constante de las pérdidas de carga singulares de cada una de las singularidades del sistema de doble Mariotte.

Resolviendo la ecuación (11), finalmente obtenemos que el caudal circulante puede relacionarse con la pérdida de carga total mediante

$$Q = \frac{\dfrac{128\eta L}{\pi g D^4} + \left[\left(\dfrac{128\eta L}{\pi g D^4}\right)^2 + \dfrac{32\Delta H_T\left(\sum_1^n K_i\right)}{\pi^2 g D^4}\right]^{1/2}}{\dfrac{16\left(\sum_1^n K_i\right)}{\pi^2 g D^4}} \tag{12}$$

2.2. Diseño experimental

Se realizó un experimento de laboratorio para calibrar este método de medida de caudales a partir de la pérdida de carga, y que posteriormente será aplicado a un diseño de infiltrómetro de disco. Para tal fin, se diseñó un sistema de doble Mariotte (Fig. 1) en el que un depósito cilíndrico (tubo de metacrilato de 800 mm altura y 50 mm diámetro interno) se conectó a un tubo de 350 mm altura y 25 mm de diámetro interno (tubo de Mariotte) a través de un tubo de silicona de 1018.5 mm de longitud y 2.05 mm de diámetro (D). El diámetro interno efectivo del tubo de silicona se calculó a partir del volumen de agua contenido en el mismo. En el extremo inferior de ambos tubos de metacrilato se insertó un transductor de presión diferencial (Microswitch, Honeywell, modelo 26PC-series, rango de medida ±1 psi) conectados ambos a un datalogger (CR1000, Campbell Scientist Ins), según el diseño propuesto por Casey y Derbi (2002). Del extremo superior del tubo de Mariotte se extendió un segundo tubo de silicona (1500 mm longitud y 3 mm de diámetro interno) que se insertó a una altura de 20 cm en el depósito de agua (Fig. 1). La salida de agua y entrada de aire en el sistema se efectuó a través de dos tubos de silicona insertados, respectivamente, en la base y a 2 cm de altura en el tubo de Mariotte. En condiciones estáticas, la altura en el tubo de Mariotte se corresponde con la altura de entrada de aire en el depósito. Sin embargo, en condiciones de flujo de agua, la altura de la columna de agua en el depósito de Mariotte varía en función del caudal circulante por el tubo de silicona. La calibración del método consistió en contrastar, para un total de seis caudales diferente (desde 0.5 a 2.5 l h^{-1}) medidos a partir de la caída de nivel de agua en el depósito,

los valores de caída de nivel de agua medidos en el tubo de Mariotte con correspondientes valores de pérdida de carga calculados utilizando la Ec. (11). La temperatura del agua se midió utilizando un sensor de temperatura tipo termistor (Campbell Sci., modelo 107-L, rango de medida -35 a 50 ºC, error de medida ±0.2 ºC), que conectado al datalogger, estaba insertado en la base del depósito de agua. La Fig. 2 muestra los valores de la constante de pérdidas singulares utilizadas en el modelo.

2.3. Diseño del infiltrometro de disco y experimentación de campo

El infiltrómetro de disco utilizado en este trabajo, que parte de un diseño inicialmente propuesto por Moret y Arrúe (2005) y consiste en un sistema de doble Mariotte similar al descrito en el experimento de laboratorio del apartado 2.2 (Fig. 2) tiene un disco de 10 cm de diámetro sobre el que se inserta el tubo de Mariotte y está conectado a una torre de burbujeo. Al igual que en el experimento de laboratorio del apartado 2.2., el nivel de agua en el depósito y tubo de Mariotte fue automatizado con dos transductores de presión diferencial (TP) conectados a un datalogger, y la temperatura del agua fue monitorizada con un termistor insertado en la base del depósito de agua.

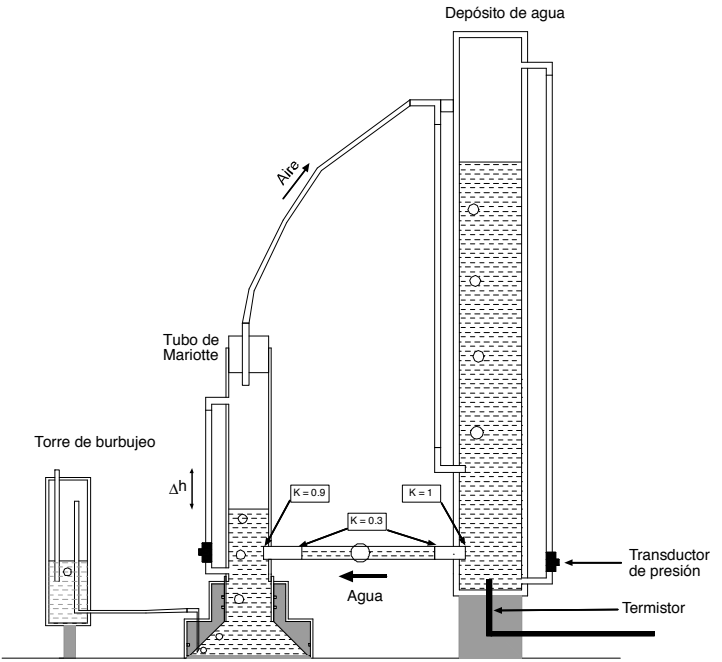


Figura 2. Esquema del infiltrómetro de disco utilizando en los experimentos de campo.

Con el fin de comprobar la viabilidad del método de medida de caudales aplicado a la técnica de infiltrometría de disco, se realizaron tres experimentos de campo en suelos con diferente grado de compactación (Tabla 1). La densidad aparente del suelo se midió con el método del cilindro sobre una zona próxima a los puntos de medida de infiltración. Las medidas se realizaron sobre el horizonte 1-10 cm del suelo tras suprimir la costra superficial. La base del disco del infiltrómetro se cubrió con una tela de nylon (20 µm de luz) y se dispuso de una capa arena entre la base del disco y el suelo para mejorar el contacto entre ambas superficies. La altura inicial en el tubo de Mariotte, previa a las medidas de infiltración, se obtuvo por el llenado por gravedad del sistema disco+tubo de Mariotte (Fig. 2) situado éste sobre una bolsa de plástico ubicada sobre la capa de arena. Una vez estabilizado el nivel de agua en el tubo de Mariotte, se retiró la bolsa de plástico y se situó el disco sobre la capa de arena para iniciar las medidas de infiltración. Se efectuaron medidas de infiltración a varías tensiones según tipo de suelo (Tabla 1). Las tasas de infiltración medida con los transductores de presión a partir de la caída de nivel de agua en el depósito del infiltrometro fueron contrastadas con los caudales de infiltración obtenidos tras aplicar en la Ec. (12) la caída de nivel de agua en el tubo de Mariotte.

Tabla 1. Condiciones de suelo en el experimento de campo para testar el nuevo método de medida de tasas de infiltración a partir de la pérdida de carga, densidad aparente (ρ_b), humedad volumétrica inicial (θ_0) y relación de tensiones de infiltración (ψ) utilizadas en los experimentos.

Suelo	Observación	ρ_b (g cm^{-3})	θ_0 (cm cm^{-3})	ψ (cm)
SAC	Suelo franco altamente compactado tras pase de tractor	1.39	0.03	-10 , -5, -1, 0
NL	Suelo franco bajo un sistema de no laboreo en un experimento de larga duración (1989-2009) de laboreo de conservación tras 8 meses de barbecho de una rotación cereal-barbecho	1.43	0.18	-5, -3, -1, 0
SR	Suelo franco tras un pase de rotocultor y una lluvia de 10 mm	1.12	0.17	-10, -5, -1

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El número de Reynolds (Ec. 5) calculado para el tubo de silicona y los diferentes valores de Q fue siempre inferior a 2000 (Tabla 2). Estos resultados indican que el régimen del flujo de agua a través del tubo de silicona fue siempre laminar. La excelente correlación (Fig. 3) ($r^2 = 0.99$) entre los valores de ΔH_T medidos en el tubo de silicona (1018.5 mm de longitud y 2.05 mm d.i.) a partir de la caída de nivel de agua en el tubo de Mariotte y los correspondientes valores calculados con la Ec. (11) para los caudales mostrados en la Tabla 2, indican que el método de medidas de caudales a partir de ΔH_T es muy preciso y puede ser una alternativa viable para la medida de tasas de infiltración con infiltrómetros de disco. A pesar de esta buena correlación, los resultados muestran que, para $\Delta H_T > 16$ cm, el modelo teórico tiende a desviarse de los resultados experimentales. Estas diferencias podrían atribuirse a pérdidas de carga singulares no incluidas en el modelo (p.e. curvatura del tubo de silicona) que pueden llegar a ser significativas a caudales elevados.

Tabla 2. Número de Reynolds y pérdidas de carga continuas (ΔH_C) (Ec. 9), singulares (ΔH_S) (Ec. 10) y totales (ΔH_T) (Ec. 11) calculadas en laboratorio para cuatro caudales diferentes y un tubo de silicona de 1018.5 mm de longitud y 2.05 mm de diámetro interno.

Caudales	Nº de Reynolds	ΔH_C	ΔH_S	ΔH_T
l h^{-1}		cm		
0.54	93	4.01	0.03	4.04
1.06	185	7.95	0.11	8.06
1.65	287	12.34	0.27	12.61
2.55	443	19.03	0.65	19.68

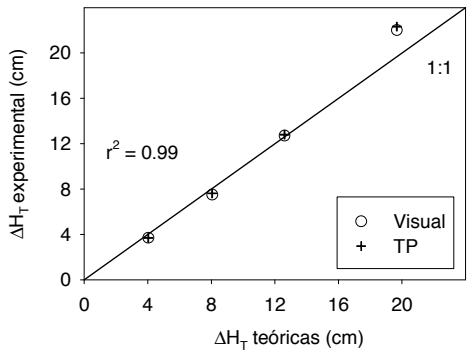


Figura. 3. Relación entre las pérdidas de carga totales (ΔH_T) medidas visualmente (o) y con transductores de presión -TP- (+) en el sistema de Mariotte para un tubo de silicona de 1018.5 mm de longitud y 2.05 mm de d.i. y las teóricas calculadas con la Ec. (11) para los caudales mostrados en la Tabla 2.

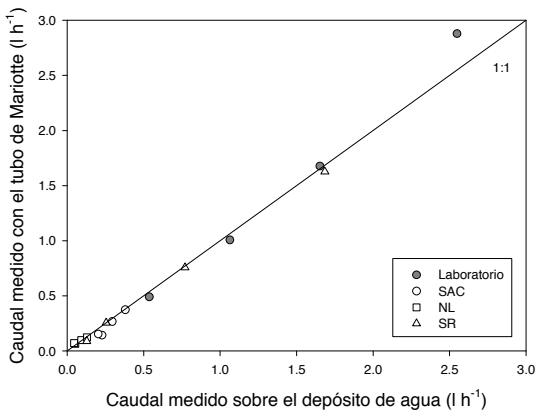


Figura. 4. Relación, para los experimentos de laboratorio y campo (Tabla 1), entre el caudal medido a partir de la caída de nivel de agua en el depósito del infiltrómetro y el caudal calculado con la Ec. (12) a partir de la caída de nivel de agua medida en el tubo de Mariotte.

La también excelente correlación ($r^2 = 0.99$) obtenida entre los caudales medidos, tanto en el experimento de laboratorio como en campo, a partir de la caída de nivel de agua en el depósito de agua y los caudales calculados con la Ec. (12) a partir de la caída de nivel de agua en el tubo de Mariotte indican que el método propuesto permite medir con bastante fiabilidad las tasas de infiltración de agua en el suelo (Fig. 4).

Por otro lado, este nuevo método de medida de caudales presenta, a diferencia del método convencional utilizado en infiltrometría de disco, que mide la tasa de infiltración a partir de la caída de nivel de agua en el depósito del infiltrómetro, una serie de ventajas tales como: (1) medidas directas e instantáneas de la tasa de infiltración en vez de la infiltración acumulada; (2) monitorizar varias medidas de infiltración a la vez utilizando un solo depósito de agua de gran capacidad; (3) posibilidad de amplio rango de medida de caudales de infiltración utilizando tubos de conducción de agua de diferente diámetro; y (4) fácil automatización de los niveles de agua en los tubo de Mariotte utilizando transductores de presión (Casey y Derby, 2002) o métodos similares tales como la técnica TDR (Moret et al., 2004).

4. CONCLUSIONES

Este trabajo presenta un método que, aplicado a la técnica de infiltrómetría de disco, permite estimar caudales de agua (Q) a partir de la medida de las pérdidas de carga totales (ΔH_T) producidas en un tubo de silicona. El método consiste en un sistema de doble Mariotte donde ΔH_T se mide en un tubo de Mariotte conectado a un depósito de agua a través de un tubo de silicona de 2.05 mm de diámetro interno y 1018.5 mm de longitud. La excelente correlación entre los valores de ΔH_T y Q medidos en condiciones de laboratorio y campo y los correspondientes valores obtenidos teóricamente demuestran que este método es una alternativa viable a los métodos convencionales de medida de la tasa de infiltración de agua en el suelo comúnmente utilizado en infiltrometría de disco. Este método permite, a diferencia del método clásico utilizado en infiltrómetros de disco, medir tasas de infiltración instantáneas o realizar medidas simultáneas de infiltración en varios puntos utilizando un solo depósito de agua de gran capacidad. Sin embargo, son necesarios nuevos estudios a fin de diseñar nuevos prototipos de infiltrómetros que permitan medidas simultaneas de infiltración en diferentes puntos incluyendo la fase transitoria de infiltración de agua en el suelo, así como nuevos sistemas que permitan automatizar los tiempos para el cambio de tensión en la torre de burbujeo.

Agradecimientos. El presente trabajo ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyectos: AGL2007-66320-CO2-02/AGR; 200840I214). Los autores agradecen la colaboración prestada por Valero Pérez y Darío Tesón.

REFERENCIAS

Ankeny, M.D., Kaspar, T.C., Horton, R., 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J. 52,* 893–896.

Casey, F.X.M., Derby, N.E., 2002. Improved design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 64–67.

Giles, R. V., Evett, J. B., Liu, C., 1994. Fluid Mechanics and Hydraulics. Ed. McGraw–Hill Book Company, New York. ISBN 0070205094.

Moret, D., Arrúe, J.L., 2005. Limitations of tension disc infiltrometers for measuring water flow in freshly tilled soils. In: Faz Cano, A., Ortiz, R., Mermut, A.R. (Eds.), Sustainable Use and Management of Soils. *Arid and Semiarid Regions. Advances in Geoecology 36. CATENA- ERLAG Series, Reiskirchen, Germany, pp.* 197–204.

Moret, D., Arrúe, J.L., 2007. Characterizing soil water-conducting macro- and mesoporosity as influenced by tillage using tension infiltrometry. *Soil Sci. Soc. Am. J. 71,* 500–506.

Moret, D., López., M.V., Arrúe, J.L. 2004. TDR application for automated water level measurement from Mariotte reservoirs in tension disc infiltrometers. *J. Hydrol. 297***,** 229-235.

Perroux, K.M., White, I., 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J. 52,* 1205–1215.

IMPACTO AMBIENTAL DEL MANEJO EFICIENTE DEL AGUA DE RIEGO MEDIANTE SONDAS DE CAPACITANCIA (FDR) SOBRE LOS ACUIFEROS

Alfonso Luis Orozco Corral[1]

1: Departamento de Investigación, Desarrollo, Innovación y Transferencia Tecnológica
Grupo La Norteñita
Km. 98.5 Carretera Chihuahua – Cuauhtémoc. Fraccionamiento Real del Bosque
Cd. Cuauhtémoc, Chihuahua, México. 31552
Tel. +52 (625) 590-2537 Fax. +52 (625) 590-2538
alfonsoorozco@grupolanortenita.com www.grupolanortenita.com

Palabras clave: Ahorro de Agua de Riego, Sonda de Capacitancia, FDR, Humedad Volumétrica del Suelo, Manejo Eficiente del Agua de Riego.

RESUMEN. *La explotación del acuífero Cuauhtémoc es de 4,230 pozos, con volumen medio de extracción de 360 Mm^3/año, se recarga con 87 Mm^3/año, existiendo un déficit medio anual de 273 Mm^3 dicha extracción es principalmente para la agricultura (92%). El estudio se realizó en Rancho El Rosario, Municipio Guerrero, Chihuahua, México, en 570 hectáreas de manzano, irrigadas por microaspersión. Se utilizaron sondas de capacitancia FDR para medir el contenido de agua del suelo y se monitoreó del clima en tiempo real. Objetivos: manejar eficientemente el agua de riego, disminuir extracciones profundas y evitar lixiviaciones de agroquímicos. Metodologías propuestas por la FAO e INIFAP. Resultados: ahorro de agua del 42% (4 Mm^3) (7,000 m^3/ha.), 40% electricidad y nula lixiviación de agroquímicos. El uso de sondas FDR permitió optimizar los riegos y ahorrar agua, evitando contaminación de acuíferos por agroquímicos, estudiar dinámica del suelo y corregir estados de stress hídrico.*

ABSTRACT. *The exploitation of the Cuauhtémoc aquifer is of 4,230 wells, with a mean volume of extraction of 360 Mm3/year, it is recharged with 87 Mm^3/year, having a mean annual deficit of 273 Mm^3, this extraction is mainly for the agriculture (92%). The study was carried out during the period 2005-2008 at Rancho El Rosario, Municipality of Guerrero, Chihuahua. It has 570 hectares planted (628,705 trees) with Golden Delicious apple variety, with low pressure micro irrigation system, using capacitance probes (FDR) to measure the contained volumetric water in the soil and real time climate monitoring. Objectives: With the purpose of making an efficient handling of the irrigation water and to diminish the deep extractions and to avoid pesticides lixiviation. Methodologies were used proposed by the FAO and INIFAP. Results: indicate significant savings of irrigation water up to 45% (7,000 m^3/ha and 4 Mm^3 in 570 has., 40% electricity and null pesticide lixiviation. The probes FDR allowed to optimize the watering and to save water, avoiding contamination of aquifer for pesticides, to study dynamics of the floor and to correct states of hydric stress.*

1. INTRODUCCIÓN

En la cuenca No. 34 de La Laguna de Bustillos existen aproximadamente 4,230 pozos, con una extracción anual de 360 millones de metros cúbicos (Mm^3), una recarga de 87 Mm^3, con déficit anual de 273 Mm^3 (CNA, 2007). Esto ha originado que cientos de pozos se encuentren secos, en otros tantos se ha bajado el nivel estático y algunos han llegado a perforar hasta una profundidad de 800 metros (Parra y Ortiz, 2004).

El abatimiento de los mantos acuíferos en la región de Cuauhtémoc, Chihuahua es preocupante: si no se toman las medidas adecuadas para optimizar el uso del agua de irrigación, se puede llegar a la perdida de miles de hectáreas dedicadas al cultivo del manzano, ya que el agua es el factor mas limitante para la fruticultura. Es importante tener presentes consideraciones de tipo ambiental en el diseño y operación de los sistemas de irrigación, ya que el agua en exceso se infiltra por debajo de la zona radicular, arrastrando residuos de fertilizantes u otras sustancias químicas, contaminando así los mantos acuíferos.

El manejo apropiado del agua debe estar en relación con el sistema de irrigación utilizado. En la irrigación de los huertos manzaneros, el ajuste de las cantidades de agua a aplicar, el tiempo de riego apropiado, el drenaje del suelo, la operatividad de labores culturales y medioambientales, constituyen las características más importantes que deben ser optimizadas. La utilización de tecnología apropiada es una herramienta para superar las limitaciones que puedan surgir de una demanda creciente de agua. El control del riego permite aumentar la eficiencia de uso del agua de irrigación y reducir o eliminar las pérdidas por lixiviación y escurrimientos y consecuentemente hacer un mejor manejo del recurso agua.

2. OBJETIVOS

El objetivo general fue determinar el régimen de riego para un huerto de manzano irrigado por microaspersión, en el Rancho Experimental El Rosario, en el Municipio de Guerrero, Chihuahua, a través del uso de sondas de capacitancia (FDR) para medir y monitorear continuamente la humedad del suelo en la zona radicular y de estaciones meteorológicas para la captura de datos climáticos, para de este modo programar, optimizar y manejar eficientemente los riegos, de acuerdo a las características del suelo y a las necesidades del cultivo en todo su ciclo fenológico y mejorar el aprovechamiento de los nutrientes aportados, lo cual permite hacer un uso racional de los recursos agua y suelo.

2.1 Objetivos específicos:

- Manejar eficientemente el agua de irrigación, a través de una programación de riegos.
- Disminuir el volumen de agua de extracción que se usa para riego.
- Evaluar el comportamiento de la sonda de capacitancia (FDR)
- Disminuir los riesgos de lixiviación de agroquímicos a los acuíferos.

3. ANTECEDENTES

Un buen manejo de irrigación se basa en optimizar la distribución espacial y temporal del agua aplicada con el objeto de incrementar la producción y calidad de los cultivos. Las buenas prácticas de irrigación, están diseñadas para mantener un adecuado nivel de humedad en esta zona y minimizar la contaminación difusa, es decir, lixiviación del agua y nutrientes por debajo de la zona radicular (Fares y Alva, 2000).

El conocimiento del contenido de agua en el suelo es fundamental para explicar una serie de procesos, tales como: balance del agua, velocidad de infiltración, escurrimientos, abatimiento de mantos acuíferos, crecimiento y desarrollo de cultivos y diseño de sistemas de irrigación (Dasberg y Dalton, 1985).

Varios factores afectan la permitividad efectiva del suelo. Es el caso del contenido en humedad, la porosidad (Weitz et al., 1997), la frecuencia de la onda electromagnética utilizada (Campbell, 1990), la temperatura (Or y Wraith, 1999), la salinidad (Campbell, 2002), la mineralogía (Olhoeft, 1989), el contenido en materia orgánica (Topp et al., 1980; Roth et al., 1992), o el tamaño y forma de las partículas y poros presentes en el suelo (Sen, 1981; Knight y Endres, 1990).

La situación actual del agua en el mundo corresponde a un panorama de escasez, sobreexplotación y contaminación, de tal forma que ya se considera un factor limitante para un desarrollo sustentable. Lo anterior obliga a buscar formas de incrementar la eficiencia en el uso del agua, para así impactar en aquellos aspectos donde el efecto del rescate del recurso, tanto en cantidad como en calidad, sea el mayor posible (Phene, 1999).

El Coeficientes de cultivo (K_c) es el coeficiente que relaciona la evapotranspiración del cultivo **(**ET_c), con la evapotranspiración de referencia (ET_o), y representa la evapotranspiración del cultivo en condiciones óptimas de

crecimiento vegetativo y rendimiento (Doorembos y Pruit, 1976). Los coeficientes de cultivo (K_c), varían con el desarrollo vegetativo de la planta, clima y sistema de riego; dichos valores se deben obtener para cada región y para cada sistema de riego (Hargreaves y Samani, 1991; Rincón y Sáenz, 1996).

El agua en el suelo está afectada por diversas fuerzas que tienen su origen en la presencia de sales disueltas en el agua, en un fenómeno de interfase entre los poros y las partículas coloidales del suelo, y otras como la gravedad, presión hidrostática y presión barométrica. La fuerza (potencial mátrico) conque el agua es retenida por el suelo, depende de la cantidad de agua presente en el sustrato. Mientras más seco está el suelo, mayor es la tenacidad con que el agua es retenida y más es el esfuerzo que debe hacer la planta para absorberla. Por el contrario, si el suelo está muy húmedo, parte del agua no puede ser retenida y se infiltra en profundidad, según lo dicho por Avidan, (1994). Tales fuerzas hacen que el agua sea adsorbida (retenida en la superficie de las partículas por fuerzas eléctricas) temporalmente por el suelo, que sea transferida o distribuida de un punto a otro del perfil, que drene o percole, que fluya a la superficie y sea evaporada o que se desplace hacia las raíces de las plantas y sea transpirada hacia la atmósfera. En este contexto se establecen los niveles de contenido de agua en el suelo que se denominan: PS, CC y PMP. La diferencia entre estos dos últimos niveles definen lo que se conoce como HA (Doorembos y Pruit, 1976).

Según Clark, et al. (1995), es difícil generalizar acerca de la frecuencia del riego porque hay innumerables factores que deben considerarse; cultivo, profundidad y distribución radicular, características de retención de humedad del suelo, patrón de humedad del goteo y grado de automatización. Sin embargo, según Chávez y Berzoza, (2003), la aplicación de dos reglas básicas puede ser de gran ayuda: Agotar no más del 40% al 50% de la humedad del suelo disponible en la zona radicular activa y limitar las aplicaciones a 10 cm. o menos. Esto limita el grado de saturación de la zona radicular y minimiza la cantidad de agua que pueda drenar por debajo de la zona radicular activa. La frecuencia del riego varia con la etapa de crecimiento del árbol y de las variables especificas del lugar como clima y suelo, lo que concuerda con lo dicho por Hartz, (1995), Davis et al., (1985), Phene et al., (1985).

La técnica FDR está basada en la medida de la constante dieléctrica del medio suelo aire y agua, cuya determinación se realiza a través de su capacitancia, debido a que la constante dieléctrica del agua es $\theta = 75$, comparada con la del suelo que es $\theta = 5$ y con la del aire que es $\theta = 1$. La medida de capacitancia nos da la constante dieléctrica y a partir de esta, el contenido de agua del suelo. La señal de radiofrecuencia se convierte en porcentaje de humedad volumétrica (Hv) mediante la ecuación de calibración propuesta por Paltineanu y Starr (1997) la cual es facilitada por el software de calibración de la sonda.

4. METODOLOGIA

El lugar donde se implementó este programa y se realizaron los estudios es el Rancho Experimental El Rosario, propiedad del Grupo La Norteñita, ubicado en el municipio de Guerrero en el Estado de Chihuahua, México, dicho rancho tiene una extensión de 570 hectáreas y se divide en 30 lotes, los cuales tienen diferentes marcos de plantación, densidades, variedades y portainjertos.

La instrumentalización de los huertos constó de una sonda de capacitancia (FDR) portátil para la monitorización de las reservas de agua en el suelo, a tres profundidades (0-30, 30-60 y 60-90 cm.). Los sensores de esta sonda envían sus mediciones al capacitor-datalogger, donde fueron almacenados. El trabajo de campo con la sonda de capacitancia consistió en tomar semanalmente las lecturas a las tres profundidades citadas, en cada uno de los 680 tubos de acceso instalados.

Los datos climáticos del 2005 al 2008 de: radiación solar, velocidad y horas de viento, temperaturas máximas y mínimas, humedades relativas máximas y mínimas, presión barométrica y precipitación pluvial, se obtuvieron de una estación meteorológica Davis, modelo Vantage Pro 2, fabricada en U.S.A.

La Sonda de Capacitancia (FDR) es un sistema de alta tecnología para monitorear la humedad de los suelos. Las variaciones de capacitancia se deben a los cambios en el dieléctrico del medio circundante, es decir, la frecuencia de oscilación es proporcional a la relación aire/agua en el suelo. La ecuación de calibración almacenada en el capacitor-datalogger permite la conversión de las medidas de capacitancia en mediadas de contenido volumétrico de agua en el suelo. Cada sensor recoge información que cubre un estrato de 10 cm. de suelo, con un radio exterior al tubo de 5-10 cm.

La distribución y cantidad de los tubos de acceso fue cuidadosamente planificada. Se instalaron un total de 680 tubos de acceso por hectárea de PVC (cédula 40 y 280 PSI), de 1.20 metros de longitud, los cuales van enterrados 1.00 metro, lo que nos permitió tomar lecturas a los 20, 45 y 75 cm. de profundidad. Al mismo tiempo que se fue alcanzando las profundidades antes citadas durante la instalación de los tubos de acceso, se tomaron muestras de suelo para determinar la clase textural.

El método de estimación que se utilizó para calcular la Evapotranspiración de Referencia (ET_o) y para determinar la Evapotranspiración del Cultivo (ET_c) fue el de Penman modificado por la FAO (Doorembos y Pruit, 1976).

En cultivos arbóreos la ET es a su vez función del porcentaje de la superficie de suelo sombreada por el árbol. Para su determinación se aplicó un coeficiente denominado F_c cuyo valor depende del porcentaje de superficie sombreada. Para la determinación del Factor de Cobertura (F_c) en frutales, se procedió a introducir el diámetro medio de la copa de los árboles de la plantación. (Zazueta, 1992).

Para determinar el Coeficientes de Cultivo (K_c) se utilizó el método FAO (Doorembos y Pruit, 1976).

Para el cálculo de la Capacidad de Campo (CC) y Punto de Marchites Permanente (PMP) se consideraron las ecuaciones propuestas por Ortiz (2000).

El cálculo de la Humedad Aprovechable (HA), Déficit de Humedad (DH), Lámina de Riego (LR) y Momento de Riego (MR) se efectuó mediante las ecuaciones citadas por Ortiz (2000).

La Densidad Aparente (D_a), Humedad Gravimétrica (H_g) y Humedad Volumétrica (H_v) se calcularon con las ecuaciones propuestas por Doorembos y Pruit (1976).

La Velocidad de Infiltración (V_i) se determinó a través del método del anillo infiltrómetro, utilizando la ecuación citada por Doorembos y Pruit (1976).

Para el cálculo de los Requerimientos Hídricos Mensuales (RH_{mes}) y Requerimientos Hídricos Diarios ($RH_{día}$) se utilizaron las ecuaciones propuesta por Blaney y Criddle. (Doorembos y Pruit, 1976).

El Número de Riegos (NR), Frecuencia de Riegos (FR) y Tiempo de Riego por Sección (TR) se calcularon mediante las ecuaciones citadas por Ortiz (2000).

5. RESULTADOS Y DISCUSION

Al analizar los valores obtenidos de Evapotranspiración de Referencia (ET_o) del 2005 al 2008, se encontró una escasa correlación ($R^2 = 0.4922$). Esto nos indica que la variabilidad de los valores diarios de ET_o son influenciados por la variabilidad climática de radiación solar, humedad relativa, presión atmosférica, velocidad del viento, temperaturas máximas y mínimas, estado de las coberteras, porcentaje de cobertura y precipitación pluvial. Sin embargo, se observa que el coeficiente de correlación es mayores cuando los valores de evapotranspiración fueron analizados en promedios mensuales ($R^2 = 0.7942$). Se observó una excelente correlación entre la evapotranspiración de cada año según los valores de acumulación anual ($R^2 = 0.9889$) tal como se representa en la figura 1.

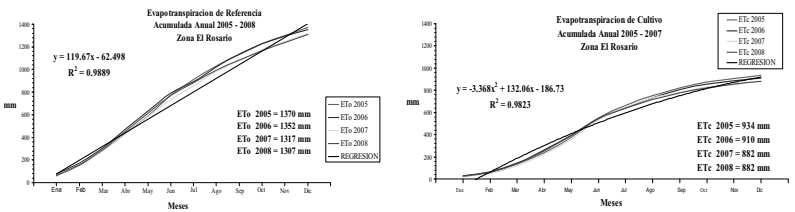


Figura 1. ET_o y ET_c acumulada anual del 2005 al 2008.

Los valores de Evapotranspiración del Cultivo (ET_c) diarios del 2005 al 2008 fueron analizados, encontrándose una moderada correlación ($R^2 = 0.6529$). Esto nos indica que la variabilidad de los valores diarios de ET_c son un

poco menos influenciados por la variabilidad climática de radiación solar, humedad relativa, presión atmosférica, velocidad del viento, temperaturas máximas y mínimas, estado de las coberteras, porcentaje de cobertura y precipitación pluvial. Sin embargo, los coeficientes de correlación son mayores cuando los valores son analizados en promedios mensuales ($R^2 = 0.8155$). Se observó una excelente correlación entre los valores anuales ($R^2 = 0.9823$) como se muestra en la figura 1.

En la figura 2 se puede observar la correlación entre ET_o y ET_c en la zona El Rosario, promedios mensuales durante los años 2005 – 2008, donde se aprecia que la ET_o supera a la real ET_c, siendo la ecuación lineal de ajuste y = 1.1806x – 1.8459 y el coeficiente de regresión ($R^2 = 0.9209$), lo que nos sugiere que existe una correlación alta entre ambas, debido a que en los meses de mayor evapotranspiración la dispersión de los puntos es menor que en los meses de menor demanda.

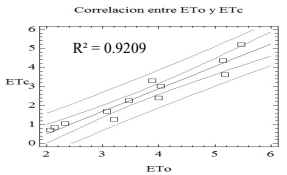
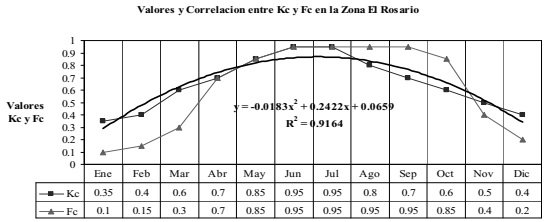


Figura 2. Correlación entre ET_o y ET_c del 2005 al 2008.

En la figura 3 se pueden observar los valores del Factor de Cobertura (F_c) obtenidos para los meses de Enero a Diciembre. Así mismo, se observan los valores de Coeficiente de Cultivo (K_c) para el mismo período. Existe una fuerte correlación entre ambas variables, donde la ecuación polinómica de ajuste es $y = -0.0183x^2 + 0.2422x + 0.0659$ y el coeficiente de regresión ($R^2 = 0.9164$) lo que nos indica que la superficie sombreada esta estrechamente relacionada con las necesidades hídricas según el ciclo fenológico.



	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Kc	0.35	0.4	0.6	0.7	0.85	0.95	0.95	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4
Fc	0.1	0.15	0.3	0.7	0.85	0.95	0.95	0.95	0.95	0.85	0.4	0.2

Figura 3. Valores de Kc y Fc en la zona de estudio.

En los valores de la capacidad de almacenamiento de agua: Punto de Saturación (PS), Capacidad de Campo (CC), Punto de Marchites Permanente (PMP), Humedad Aprovechable (HA), Déficit de Humedad (DH), Lámina de Riego (LR), Momento de Riego (MR), Densidad Aparente (D_a), Humedad Gravimétrica (H_g) y Humedad Volumétrica (H_v), se observó variabilidad en los parámetros hídricos de los lotes comprendidos en la zona El Rosario, dicha variabilidad es debida a las diferentes clases texturales del suelo.

Al analizar los datos de Velocidad de Infiltración (V_i) para las diferentes clases texturales encontradas, el coeficiente de regresión fue alto ($R^2 = 0.746$), lo que nos indica que los suelos analizados muestran un alto contenido de arcilla, lo que concuerda con lo encontrado en el perfil sub-superficial de 30 – 60 cm. principalmente.

. En la tabla 1 se muestran los valores obtenidos de la Programación del Riego para la zona El Rosario donde se aprecian los Requerimientos Hídricos Mensuales (RH_{mes}), Requerimientos Hídricos Diarios ($RH_{día}$), Número de Riegos (NR), Frecuencia de Riegos (FR), Tiempo de Riego por Sección (TR) y el uso consuntivo del manzano y

el número de riegos requeridos para cubrir esos requerimientos.

Tabla 1. Programación del Riego para la zona El Rosario

Mes	*RH/Mes* (mm)	*RH/Día* (mm)	*NR*	*FR* (Días)	*TR* (h)
Enero	18.56	0.58	1	39.7	6
Febrero	30.52	1.04	1	21.5	6
Marzo	60.11	1.94	3	11.9	6
Abril	106.37	3.55	4	6.5	6
Mayo	168.08	5.42	7	4.3	6
Junio	208.31	6.79	9	3.4	6
Julio	181.94	3.47	5	6.7	6
Agosto	147.94	2.37	3	9.7	6
Septiembre	104.48	1.76	2	13.0	6
Octubre	69.24	2.17	3	10.7	6
Noviembre	41.28	1.29	2	17.6	6
Diciembre	19.27	0.60	1	38.4	6
TOTALES	1,160 mm anuales		41 riegos anuales		

El sensor utilizado por la sonda de capacitancia (FDR) muestra una buena respuesta a la humedad de suelo medida en forma volumétrica, observándose una excelente precisión. Al analizar la respuesta de los sensores dieléctricos de la sonda de capacitancia FDR, a la variación de la humedad volumétrica del suelo, los coeficientes de correlación fueron levemente menores en aquellos suelos con mayor porcentaje de arcillas (figura 4).

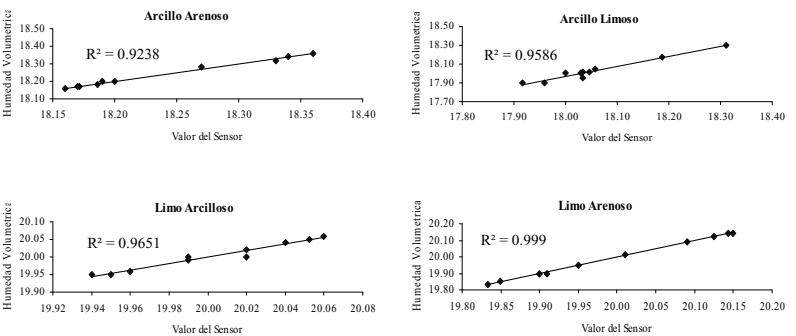


Figura 4. Respuesta del sensor dieléctrico de la sonda FDR a la humedad volumétrica del suelo en las diferentes texturas.

En la zona de estudio, se encontró que diferentes partes del suelo retienen diferentes cantidades de agua en la zona radicular, donde el análisis granulométrico promedio encontrados en la zona El Rosario, nos indica que existe un contenido alto de arcilla en el horizonte sub-superficial de 0-30 cm., lo que ocasiona una baja velocidad de infiltración influyendo directamente sobre la capacidad de retención de humedad.

En la figura 5 se puede observar la correlación entre CC y LR en la zona El Rosario, siendo la ecuación lineal de ajuste y = -1.07548 + 1.10681*LR. Existe relación estadísticamente significativa entre CC y LR para un nivel de confianza del 99%. El estadístico R-cuadrado indica que el modelo explica un 98.5098% de la variabilidad en CC. El coeficiente de correlación es igual a 0.992521, indicando una relación fuerte entre las variables.

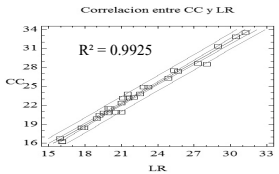


Figura 5. Correlación entre CC y LR del 2005 al 2008.

En la figura 6 se representan las láminas totales (LT) de agua aplicadas durante los años 2005 al 2008 y en la que se puede apreciar el cálculo del uso consuntivo de agua para el manzano en la zona El Rosario (1160 mm), la LR a aplicar en 41 riegos (948 mm) y la precipitación pluvial efectiva (212 mm) en el 2008. El volumen de agua de extracción que se regó fue de 9,480 m³/ha., multiplicado por 570 ha. que comprenden los treinta huertos de la zona El Rosario donde se aplicó esta programación, nos dio un total de 5.4 Mm³, contra lo regado en los años: 2005 (9.8 Mm³), 2006 (9.4 Mm³) y 2007 (9 Mm³), lo que representa un respectivo ahorro en el volumen de agua de: 4.4 Mm³, 4 Mm³ y 3.5 Mm³. Al manejar eficientemente el agua de irrigación se obtuvieron ahorros significativos de agua de extracción. Los porcentajes de ahorro para la lámina total son 43 %, 48 % y 44 %, comparado con los años 2005, 2006 y 2007.

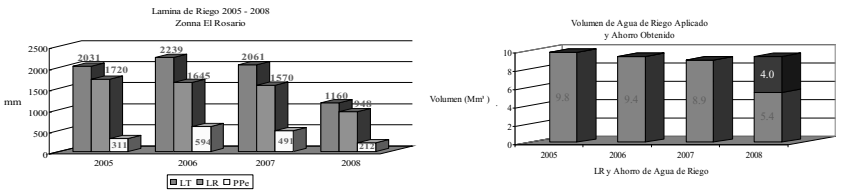


Figura 6. Láminas de agua aplicadas y el ahorro de agua de riego durante los años 2005 – 2008.

En la tabla 2 se observan las LR aplicadas durante los años 2005 – 2008. Lo que se regó en: mm., m³/ha., m³/570 ha. y el excedente de m³ en 570 ha., lo que representa un ahorro de 4 Mm³ anuales (45 %).

Tabla 2. Láminas de Riego y volúmenes aplicados durante los años 2005 – 2008

	mm	m³/ha	Mm³/570 ha	Volumen Excedente (Mm³)
LR 2005	1,720	17,200	9.8	4.4
LR 2006	1,645	16,450	9.4	4.0
LR 2007	1,570	15,700	9.0	3.5
LR 2008	948	9,480	5.4	----------

6. CONCLUSIONES

Se obtuvieron ahorros significativos en el volumen de agua de extracción profunda del 45 % (4 Mm³) según se puede observar en la figura 6 y en la tabla 2.

Esta técnica ofreció una serie de ventajas entre las que destacaron: facilidad de efectuar mediciones con rapidez en un mismo punto de forma continuada, así como también en varios puntos debido a su carácter portable; determinar el perfil de humedad de un suelo a diferentes profundidades; alto grado de precisión de las mediciones; y ejerce un mínimo impacto sobre el suelo.

La relación lineal observada entre el valor entregado por el sensor de la sonda de capacitancia (FDR) y la humedad volumétrica en las distintas texturas de suelo es muy alta (figura 5), lo que demuestra que el uso de esta tecnología simplifica de manera importante los métodos de medición de la humedad utilizados

anteriormente, por lo que se debe incorporar esta metodología en la programación de riegos.

Asumiendo que existen 30,000 ha. de cultivo manzano en la región de Cuauhtémoc y Guerrero en el Estado de Chihuahua y que el ahorro de agua para riego es de 7,000 m³/ha., si esta metodología se adoptara, significaría un ahorro de 210 Mm³ para el acuífero.

Finalmente podemos concluir que la programación eficiente del riego a través de sondas de capacitancia (FDR) y el monitoreo en tiempo real del clima, nos indican que se trata de herramientas indispensables en la gestión y desarrollo sustentable de los ecosistemas agrícolas, permitiendo integrar la productividad y la conservación de los recursos hídricos y edáficos, además de reducir significativamente el consumo de energía eléctrica que es utilizada para la extracción profunda de agua para riego.

REFERENCIAS

Avidan, A. (1994), *Cálculo de las necesidades de riego: Determinación del régimen de riego de los cultivos; Factores que influyen sobre el régimen de riego; La evapotranspiración de los cultivos*. Fascículos 1-3. CINADCO. Ministerio de Agricultura. Servicio de de Extensión Agrícola. Departamento de Riego y Suelos. Israel.

Brooks, K.N., P.F. Folliott, H.M. Gregersen y J.L. Thames (1993), *Hydrology and the management of watersheds*. Iowa University Press. p. 392. USA.

Campbell, J.E. (1990), *Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz*. Soil Science Society American Journal 54: 332-341.

Campbell, J.E. (2002), *Salinity effects in capacitive soil moisture measurement transactions*. First International Symposium on Soil Water Measurement using Capacitance and Impedance, pp. 1-12. Paltin International Inc., Maryland, USA

Chávez N. y M. Berzoza (2003), *Manejo y operación de sistemas de riego presurizado*. Campo Experimental Delicias, Centro de Investigación Regional Norte Centro, INIFAP-SAGARPA. Cd. Delicias, Chihuahua, México.

Clark, G.A., C.D. Stanley, A.G. Smajstrla, y F.S. Zazueta, (1995), *Consideraciones para el diseño de la microirrigación para la producción de hortalizas. El uso de la plasticultura para la producción intensiva de cultivos hortícolas*. Curso Nacional de Fertirrigación. INIFAP. México.

Davis, K.R., C.J. Phene, R.L. McCormick, R.B. Hutmancher, y D.W. Meek (1985), *Trickle irrigation frequency and installation depth effects on tomatoes*. Third International Drip/Trickle Irrigation Congress, Fresno, California, USA. pp. 986-902.

Dasberg, S. y F.N. Dalton (1985), *Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity*. Soil Science Society American Journal 49: 293-297.

Doorembos J. y W.O. Pruitt (1976), *Las necesidades de agua de los cultivos*. Estudio FAO Riego y Drenaje, Manual nº 24. Roma, Italia.

Fares A. y A.K. Alva (2000), *Soil water components based on capacitance probes in sandy soil***.** Soil Science Society American Journal 64: 311-318.

Hartz, T.K. (1995), *Manejo del agua en la producción de hortalizas con riego por goteo*. El uso de la plasticultura para la producción intensiva de cultivos hortícolas. Curso Nacional de Fertirrigación. INIFAP. México.

Hargreaves, G.H. y Z.A. Samani (1991), *Programación del riego*. Manual Bilingüe. Universidad de Las Cruces, New México, U.S.A.

Knight, R.J. y A.L. Endres, (1990), A *new concept in modeling the dielectric response of sandstones: Defining a wetted rock and bulk water system*, Geophysics 55: 586-594.

Olhoeft, G.R. (1989), *Electrical properties of rocks.* Physical Properties of Rocks and Minerals. vol. II-2. New York: Hemisphere Pub. Corp.

Or, D. y J.M. Wraith (1999), *Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model*. Water Resources 35: 371–383.

Ortiz, P. (2000), *Programación práctica del riego*. Campo Experimental Sierra de Chihuahua, Centro de Investigación Regional Norte Centro, INIFAP-SAGARPA. Cd. Cuauhtémoc, Chihuahua, México.

Paltineanu I. C. y J. Starr (1997), *Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration*. Soil Science Society American Journal 61: 1576

Parra, R. y P. Ortiz (2004), *Manejo del riego en manzano mediante déficit de riego controlado (DCR)*. Campo Experimental Sierra de Chihuahua, Centro de Investigación Regional Norte Centro, INIFAP-SAGARPA. Cd. Cuauhtémoc, Chihuahua, México.

Phene, D.J., R.J. McCormick, J.M. Miyamoto, D.W. Meek, y K.R. Davis (1985), *Evaportanspiration and crop coefficient trickle irrigated tomatoes*. Third. International Drip/Trickle Irrigation Congress, Fresno, California, USA. pp. 923-831.

Rincón, L. y Sáenz, J. (1996), *Determinación de la evapotranspiración y de los coeficientes de cultivo en lechuga iceberg con riego por goteo*. Actas del Congreso Ibérico. Murcia, España. pp. 193-202.

Roth, C.H., M.A. Malicki y R. Plagge (1992), *Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR*. Journal of Soil Science 43: 1-13.

Sen, P.N. (1981), *Relation of certain geometrical features to the dielectric anomaly of rocks*. Geophysics 46: 1714-1720.

Topp, G.C., J.L. Davis y A.P. Annan (1980), *Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines*. Water Resources 16: 574-582.

Weitz, A.M., W.T. Grauel, M. Keller y E. Veldkamp (1997), *Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin.* Water Resources 33: 1241-1249.

Zazueta, R. F. S. (1992), *Micro-Irrigación*. ICFA Internacional, Inc. Gainesville, Florida.,USA.

PARÁMETROS EDÁFICOS DE POSIBLE INFLUENCIA EN LAS PROPIEDADES HIDRODINÁMICAS DE LOS SUELOS DE LA CUENCA DEL RÍO SEGURA

Roque Ortiz Silla[1]*, Antonio Sánchez Navarro[1] y María García González[1]

1: Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología
Universidad de Murcia
Facultad de CC. Químicas. Campus de Espinardo. 30100
e-mail: {rortiz,antsanav}@um.es, maria.g.g@alu.um.es

Palabras clave: propiedades hidrodinámicas, Cuenca del Segura, base de datos edáficos, proyecto LUCDEME.

RESUMEN. *Las propiedades físicas y químicas del suelo determinan su comportamiento hidrodinámico. Según esta hipótesis, el objetivo de este estudio fue establecer funciones de edafotransferencia que determinen las características hidrodinámicas a partir de los datos analíticos disponibles en los mapas de suelo existentes de la Cuenca del Segura. Se ha elaborado una base de datos a partir de los resultados del proyecto LUCDEME, incluyendo información de materia orgánica, carbonatos, textura, conductividad eléctrica, usos del suelo, pendiente, profundidad útil y pedregosidad. Todos los datos fueron separados en dos bases de datos georreferenciadas, una con 2515 muestras de los 30cm superficiales del suelo, y otra con 553 perfiles de suelo. Se estimaron los rangos de valores y las medias de todas los parámetros para cada tipo de suelo. El estudio está en progreso para determinar funciones de edafotransferencia capaces de predecir las características hidrodinámicas del suelo a partir de las bases de datos elaboradas.*

ABSTRACT. *Soil physical and chemical properties determine the hydrological behavior of the soil. From this hypothesis, the objective of this study was to establish the pedotransfer functions to determine soil hydrodinamic characteristics from the analytical data available in the current soil maps in watershed of Segura river. From the results of the LUCDEME project a data base has been elaborated including information of organic matter, carbonates, texture, soil use, stoniness, depth and slope. Total data was separated in two georeferenced data bases, one of them with 2515 samples of the 0-30 cm topsoil, and the other with 553 soil profiles. The range of values and the average of every soil parameters were estimated for every soil type. The study is in progress to determine the pedotransfer functions able to predict the soil hydrodynamic characteristics from the elaborated data bases.*

1. INTRODUCCIÓN

El suelo es un recurso natural y dinámico que constituye la interfaz entre litosfera, atmósfera, hidrosfera y biosfera (Zona Crítica Terrestre), con las que mantiene un continuo flujo de materia y energía. El suelo es por tanto una pieza fundamental para el conocimiento de los ciclos hidrogeoquímicos en la naturaleza y un componente fundamental del ciclo hidrológico.

La superficie del suelo condiciona el reparto del agua en el ciclo hidrológico. El suelo es el principal suministrador de agua para las plantas, por su capacidad para almacenarla e ir cediéndola a medida que se requiere, de manera que el agua en el suelo presenta un comportamiento dinámico que es necesario conocer para el correcto manejo del agua en agricultura y en la gestión del medio ambiente. También hay que considerar la importancia del suelo como regulador de caudales hídricos. La escorrentía superficial y el almacenamiento del agua subterránea dependen de las características del suelo. El estudio de la infiltración tiene gran interés en estudios agronómicos (diseño de sistemas de riego, manejo del agua de riego, etc.) y medioambientales (evaluación del ciclo hidrológico, degradación de suelos por erosión hídrica, mejora de suelos afectados por la salinidad, diseño de obras de conservación de los suelos, efecto de vertidos líquidos al suelo, recarga de

acuíferos, etc.). Además, el suelo a través de su poder de amortiguación o desactivación natural de la contaminación, filtra, degrada, neutraliza e inmoviliza sustancias potencialmente tóxicas, impidiendo que alcancen las aguas o entren en la cadena alimenticia.

Por consiguiente, el suelo determina la cantidad de agua que pasa a formar parte de las aguas superficiales, la cantidad que queda disponible para las plantas, la que es incorporada a la atmósfera mediante procesos de evapotranspiración y el agua que atraviesa el suelo y se infiltra para formar parte de las aguas subterráneas. Esto hace que el estudio del comportamiento del agua en el suelo cobre gran importancia, sobre todo en regiones donde este recurso es escaso, como es el caso de la Cuenca del Río Segura.

Las propiedades hídricas e hidrodinámicas de los suelos controlan el flujo y las reservas de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera. El comportamiento hídrico del suelo viene determinado por sus propiedades físicas y por propiedades químicas, que influyen a su vez en las primeras. Por tanto es posible establecer relaciones entre estas propiedades del suelo estudiándolas en el campo y evaluando los resultados mediante pruebas estadísticas.

El presente trabajo pretende obtener bases de datos con información de los suelos de la Cuenca del Río Segura, en las que se incluyan parámetros que influirán en sus propiedades hídricas, y, posteriormente, elaborar un modelo teórico que relacione cada tipo de suelo con unas propiedades concretas. La utilidad de esta fuente de información en futuros estudios será la obtención de funciones de edafotransferencia (Bouma y Van Lanen, 1987) mediante regresiones estadísticas entre las propiedades físico-químicas y las propiedades hídricas de los suelos que se estudiarán en el campo, posteriormente, en parcelas seleccionadas para la realización de dichos estudios.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Elaboración y análisis de una base de datos de muestras de capa arable de suelos

Los suelos son compartimentos de gran heterogeneidad por lo que debe considerarse la variabilidad espacial y temporal de sus propiedades, que puede estar vinculada a características intrínsecas del propio suelo o bien a factores externos que inciden directa o indirectamente en el medio edáfico como el clima, la litología, la topografía, la actividad biológica o la actividad humana (Beckett y Webster, 1971). Tras una detallada revisión bibliográfica, se ha decidido la incorporación de las siguientes propiedades edáficas en la base de datos:

- Materia orgánica. Favorece la formación de agregados (Porta, 1986) aumentando la porosidad e incrementando la capacidad de retención de agua. Además, posee una densidad aparente baja por lo que favorece la conductividad hidráulica de los suelos (Rubio, 2005).
- Carbonato cálcico. Se considera debido a los altos contenidos de éste en el área de estudio que influye en propiedades como la estructura del suelo (puede precipitar obturando poros), la actividad biológica, la fijación de nutrientes (Porta, 1986), y participa en la capacidad de retención de agua (Rubio, 2005).
- Textura. Influye en propiedades del suelo como la capacidad de retención de agua, formación de grietas, porosidad, permeabilidad y erosionabilidad (Martínez-Mena, 1995).
- Uso del suelo. Es uno de los factores externos que más condiciona la variación de las propiedades del suelo. Determinadas prácticas agrícolas pueden disminuir la permeabilidad y las tasas de infiltración y aireación (Ball et al., 1997).

Finalmente, se han incorporado las siguientes variables edáficas en la base de datos de muestras de capa arable: carbono orgánico (y materia orgánica estimada según Walkley y Black (1934), carbonato cálcico (en tanto por ciento), conductividad eléctrica [dS.m-1], análisis granulométrico (cinco fracciones de arena, limo grueso, limo fino y arcillas, todo en tanto por ciento. Además tres columnas con las fracciones principales), tipo de suelo y grupo principal de suelo (según la clasificación FAO-ISRIC-UISS, 2006), código de uso de suelo (tabla 1), pendiente (cinco clases, de 1 a 5 según el método desarrollado por Aguilar y Ortiz, 1992), profundidad útil (código de 1 a 6 propuesto por FAO, 1997, pedregosidad en superficie (código de 0 a 5 propuesto por FAO, 1977), drenaje (código de 0 a 6 propuesto por FAO, 1977), tipos texturales (tabla2), material original (tabla 3).

Tabla 1. Código de uso del suelo.

CÓDIGO	USO
1	Cultivo leñosa secano (almendro, olivo y viñedo principalmente)
2	Regadío
3	Herbáceas de secano/pastizal-barbecho
4	Matorral bajo (tomillar)
5	Forestal arbóreo
6	Matorral alto (generalmente contiene los géneros *Quercus, Juniperus, Rhamnus*)
7	Vegetación de saladar

Tabla 2. Tipos de texturas.

Tipo de textura
Arcillosa
Arcillo-limosa
Limosa
Franco arcillosa
Franco arcillo limosa
Franco arcillo arenosa
Franca
Franco-limosa
Franco-arenosa
Arenosa

Tabla 3. Material original.

Clase	Material original
1	Sedimentos cuaternarios
2	Calizas, dolomías y areniscas
3	Conglomerados
4	Depósitos aluviales
5	Margas y arcillas
6	Margas yesíferas
7	Rocas silicatadas metamórficas y/o volcánicas

Otros datos son coordenadas U.T.M., año en el que se tomaron las muestras, número de la hoja cartográfica 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional (M.T.N.) donde se sitúa la muestra.

Todos los parámetros se han tomado de los estudios desarrollados en el proyecto LUCDEME (1983-2006), en los que se analizaron los perfiles de los suelos mas representativos de cada hoja 1:50.000 del M.T.N. correspondientes a gran parte de la superficie de las provincias de Albacete, Alicante, Almería, Murcia y Granada, además de muestras de capa arable del suelo tomadas según una malla de 3x3 km.

Se han recopilado todas las memorias y mapas de suelos publicados que incluyen la mayor parte de la Cuenca del Segura, así como las hojas de campo de las muestras de capa arable correspondientes a los mapas de suelos cuyo estudio ha sido desarrollado por el grupo de investigación de Ciencia y Tecnología de Suelos del Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, Área de Edafología, de la Universidad de Murcia. Las 40 hojas 1:50.000 incluidas en la base de datos se representan en la figura 1. Para la elaboración de la tabla se ha utilizado una hoja de cálculo.

Una vez introducidos los datos disponibles en la hoja de cálculo se procede a un análisis de estadístico sencillo (rangos de datos, media y mediana, distribuciones, etc.) que contribuyen a depurar la información errónea y modificarla o bien eliminarla.

Tras analizar los datos contenidos en la tabla de las muestras de capa arable se observó la dificultad para relacionar las variables edáficas contenidas en la tabla con determinado tipo de suelo. Las claves para la clasificación de suelos de la FAO hacen referencia a perfiles completos utilizando para la clasificación los horizontes, características y materiales diagnóstico. Sin embargo, en este estudio se trabaja con muestras de capa arable que, en la mayoría de los suelos, sólo van a incluir el horizonte superior. Los datos de las

muestras de capa arable se mueven en rangos demasiado amplios para considerarlos característicos de determinado tipo de suelo.

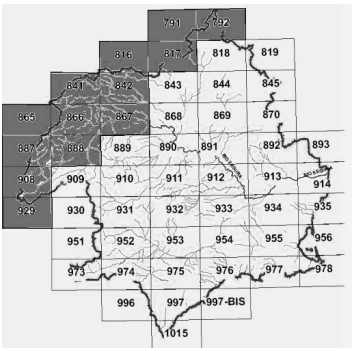


Figura 1. Hojas 1:50.000 del M.T.N. incluidas en la Cuenca del Río Segura. La zona sombreada indica las hojas no incluidas en la base de datos.

2.2. Elaboración de bases de datos de perfiles de suelos

Se ha introducido la información disponible de 316 perfiles completos de suelos estudiados en el proyecto LUCDEME en una hoja de cálculo de manera similar a la elaborada para muestras de capa arable. Además, se utiliza esta información para considerar nuevas muestras de capa arable del suelo que completen la primera tabla. Se han tomado los datos del horizonte superficial de cada perfil como parámetros de una muestra de capa arable (cuando el espesor de dicho horizonte es menor de 18cm se toma como valor de las variables la media aritmética de los datos de los 2 horizontes superficiales.

2.3. Tratamiento de las bases de datos

Tras completar las bases de datos se procede a un análisis de los estadísticos descriptivos de sus variables con el fin de encontrar relaciones entre las propiedades de los suelos y los tipos de suelo. Sin embargo, esta parte del trabajo se encamina finalmente a la corrección de numerosos errores en los datos.

3. RESULTADOS

Se han obtenido dos bases de datos de propiedades de los suelos de la Cuenca del Segura. Una primera tabla con información georreferenciada mediante coordenadas U.T.M. de la capa arable del suelo. Esta tabla está formada por un total de 2515 puntos situados en la Cuenca del Segura y de cada punto un total de 25 variables, tanto cuantitativas como cualitativas. En la figura 2 se pueden observar la distribución de los puntos de las muestras de capa arable en la superficie de estudio, a los que hay que añadir los puntos de la figura 3 correspondiente a los perfiles de suelos, a partir de los cuales se han estimado sus correspondientes datos de capa arable del suelo para completar esta primera base de datos.

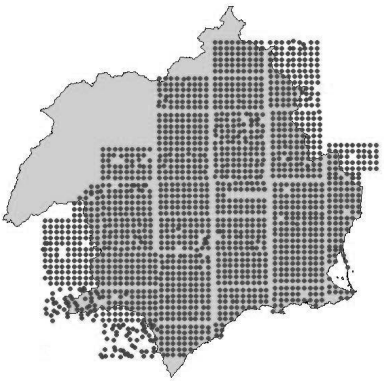


Figura 2. Situación de las muestras de capa arable.

La otra tabla corresponde a muestras también georreferenciadas de perfiles completos de suelos. Contiene 553 puntos y 38 variables (las mismas de la primera tabla y además se incluyen profundidad del horizonte, nitrógeno total, relación C/N, pH en agua y en cloruro potásico, capacidad de cambio catiónico y retención de agua a 1/3 y 15 atmósferas de presión). La localización de estos puntos en el área estudiada se presenta en la figura 3.



Figura 3. Situación de las muestras de perfiles.

El análisis estadístico de los datos muestra además la abundancia de los grupos principales de suelos en la Cuenca del río Segura. Como se observa en la tabla 4 aparecen trece grupos principales de la clasificación FAO-ISRIC-UISS (2006) de suelos, siendo los grupos más representativos Calcisoles,

Regosoles, Leptosoles y Fluvisoles, seguidos de Gipsisoles y Solonchacks.

Tabla 4. Grupos principales de suelos que aparecen en los datos y su abundancia en %.

Grupo principal	%
Arenosoles	0.24
Calcisoles	51.97
Cambisoles	0.24
Fluvisoles	10.93
Gipsisoles	3.26
Gleysoles	0.05
Kastanozems	0.72
Leptosoles	14.24
Luvisoles	0.38
Phaeozems	0.48
Regosoles	14.86
Solonchacks	2.59
Vertisoles	0.05

4. CONCLUSIONES

Durante varias décadas se han realizado numerosos estudios sobre los suelos de la Cuenca del Río Segura. La información disponible sobre dichos suelos es de gran importancia debido a su abundancia, precisión y densidad de muestras dentro del área de estudio.

Sin embargo, la Edafología es una ciencia en continuo cambio. Las numerosas modificaciones que han sufrido los sistemas de clasificación de suelos desde los años 80, en los que comienza el proyecto LUCDEME, hasta la actualidad, dificulta la tarea de equiparar a un mismo nivel toda esta información de manera que pueda considerarse comparable. Por este motivo la tarea principal del presente estudio ha llegado a ser muy laboriosa y ha conducido a la corrección de numerosos errores en la información.

La fuente de datos elaborada se considera de elevada confianza debido a la dedicación mediante continuas revisiones, tanto de las memorias de los mapas de suelos como de las hojas de campo de los muestreos e incluso el contraste de gran parte de la información dudosa con los investigadores que realizaron estos estudios en su día.

Los futuros estudios, para los cuales se ha elaborado esta base de datos, consistirán en caracterizar *in situ* las propiedades hídricas e hidrodinámicas de los suelos de la Cuenca del Segura. Así, mediante funciones de regresión estadísticas se intentará obtener funciones de transferencia para predecir estos parámetros edáficos, de difícil y laboriosa determinación, a partir de los datos ya disponibles de propiedades físicas y químicas de los suelos.

La metodología seguida en éste y futuros estudios complementarios podrá ser aplicada a suelos de otras cuencas aunque el problema principal será que no siempre se dispone de esta cantidad de información sobre parámetros edáficos dentro de un área concreta. Tras finalizar el proyecto completo será necesario contrastar los resultados con estudios similares de otras zonas. Se espera que las funciones de transferencia no sean extrapolables, al menos de forma directa, a suelos de otras cuencas, pero si poder establecer una metodología de trabajo para obtener funciones aplicables a cada área de trabajo.

Agradecimientos. A la Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua por hacer posible el desarrollo del proyecto de investigación "Caracterización de las propiedades físicas e hidrodinámicas de los suelos de la Cuenca del Segura" dentro del cual se engloban los estudios de este artículo.

REFERENCIAS

Aguilar , J. y Ortiz, R., 1992. Metodología de capacidad de uso agrícola de suelos. *III Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. Conferencias plenarias y comunicaciones*, 281-286. Eurograf, S.L. Pamplona.

Ball, B.C., Campbell,D.J., Douglas J.T., Henshall, J.K. y O'Sullivan, M.F., 1997. Soil structural quality compactionand land management. *Eur. J. Soil Sci*, 48, pp. 593-601.

Beckett, P.H.T. y Webster, R., 1971. Soil variability: A review. Soil and Fertilizers, 34,pp. 1-15.

Bouma, J. y Van Lanen A., 1987. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: K.J. Ter Beek, P.A. Burrough and D.E. McCormack, Editors, *Proceedings of an International Workshop on Quantified Land Evaluation Studies*, ITC, Enschede, the Netherlands , pp. 106–110.

FAO, 1977. Guía para la descripción de perfiles del suelo. Roma.

FAO-ISRIC-IUSS, 2006. World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resource Reports nº 103. FAO*. Roma. 145 pp.

Martínez-Mena, M., 1995. Respuesta hidrológica en medios semiáridos: factores de control y modelización. Tesis doctoral. Universidad de Murcia. 203 p.

Porta, J., 1986. Técnicas y experimentos en edafología. Collegi Oficial D'Enginyers Agrònoms de Catalunya, 2ª de., Barcelona, 849 p.

Rubio, C., 2005. Hidrodinámica de los suelos en un área de montaña media mediterránea sometida a cambios de uso y cubierta. Tesis doctoral. CSIC. Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera".

Varios, 1986-2004. Memorias y mapas de suelos de las hojas del M.T.N. a escala 1:50.000 números: 818, 819, 843, 844, 845, 868, 869, 870, 889, 890, 891, 892, 893, 909, 910, 911, 912, 913, 914, 930, 931, 932, 933, 934, 935, 951, 952, 953, 954, 955, 956, 973, 974, 975, 976, 977, 978, 996, 997, 1015-1032. *Proyecto LUCDEME. Ministerio de Medio Ambiente*.

Walkley, A. y Black, I.A. 1934. An examination of theDegtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the cromic acid titration method. *J. Soil Sci*., 37, pp. 29-38.

MONITOREO DE LA ZONA NO SATURADA Y SATURADA DEL ACUIFERO EN ÁREAS DE APLICACIÓN DE VINAZAS EN PARCELAS SEMICOMERCIALES DEL VALLE DEL CAUCA - COLOMBIA

Gloria Isabel Páez Ortegón

Grupo de Recursos Hídricos Dirección Técnica Ambiental
Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca -CVC
Carrrera 56 No 11- 36 Cali- Colombia

e-mail:gloria-isabel.paez@cvc.gov.co

Palabras clave: Monitoreo, Zona no Saturada, impacto ambiental, vinazas, metodología.

RESUMEN. *En el Valle del Cauca, la producción de $1.050x10^3$ l/d de etanol genera $2.500x10^3$ l/d de vinazas, que se utilizan como fertilizantes líquidos y sólidos en los cultivos de caña de azúcar. El presente estudio evaluó los efectos de las vinazas en zona no saturada y aguas subterráneas, Esta investigación se desarrolló en tres parcelas semicomerciales con diferentes tipos de suelos sembradas en caña de azúcar. Se construyeron pozos de monitoreo y piezómetros para determinar la dirección del flujo y toma de muestras de aguas de la zona saturada, fueron instalados tensiómetros, a diferentes profundidades para determinar los patrones de flujo y lisímetros de succión para el monitoreo de la calidad del agua. Se verificó que en la zona no saturada algunas parcelas presentan baja retención de agua y en consecuencia poseen alta capacidad de transporte de los constituyentes de la vinaza. Como resultado de ello se observó un ligero aumento del potasio, nitrógeno y sulfatos, confirmando que el acuífero es altamente vulnerable a la contaminación.*

ABSTRACT. *In the Valle of Cauca, the production of $1.050x10^3$ l/d of ethanol generates $2.500x10^3$ l/d of vinasses, which are used as liquid and solid fertilizer in sugar cane fields. The effects of vinasses on unsaturated zones and groundwaters are evaluated. Three sugarcane fields with different soil types were tested. Monitoring wells and piezometers were installed in the saturated zone to determine the direction of groundwater flow and to collect water samples for analysis. In the unsaturated zone, tensiometers were installed at different depths to determine patterns of flow; suction lysimeters were used to collect samples of water. It was found that the unsaturated zone is characterized by low water retention in some places, showing a high transport capacity. As a result, in the unsaturated zone a slight increase in the concentrations of potassium, nitrogen, sulfates, it was found that the aquifer is highly vulnerable to contamination.*

1. INTRODUCCIÓN

En el valle geográfico de río Cauca, se construyeron cinco destilerías, para la producción de $1.050x10^3$ l/d que generan como subproducto aproximadamente $2.500x10^3$ l/d de vinaza, sustancia que se caracteriza por tener altas concentraciones de materia orgánica, bajo pH, alto poder corrosivo y altos índices de demanda biológica de oxígeno (DBO), demanda química de oxígeno (DQO), que se utiliza como fertilizante en los suelos. La vinaza del valle del Cauca presenta una coloración castaña, turbidez elevada, alta concentración de sólidos totales, entre 13% y 55%, el constituyente principal es la materia orgánica, básicamente en forma de ácidos orgánicos y en menor cantidad, K, Ca, Mg, y SO_4. Presenta valores de DBO entre 300.000 a 62.400 mg/l y se genera entre 1 y 3 litros de vinaza por litro de alcohol producido, la temperatura que sale de los destiladores es alrededor de 85ºC. Desde el punto de vista ambiental la vinaza es considerada una sustancia nociva para la flora, fauna, microfauna y microflora de aguas superficiales (Da Silva et al., 2007). Otros de los recursos que podrían sufrir alteración se destacan los suelos y las aguas subterráneas, debido a que las destilerías se encuentran ubicadas sobre el principal acuífero aluvial y de fundamental importancia para el desarrollo de la región donde es intensamente aprovechada en el riego en 130.000 has, el uso de 350 industrias y el abastecimiento público de 1.000.000 de

habitantes, que equivalen aproximadamente a un tercio de la población del Valle del Cauca.

2. CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA REGIONAL

La zona en general se caracteriza por tener una climatología de tipo sabana intermontana (con temperatura anual promedio de 24 ºC, y una precipitación alrededor de 1400 mm/año). En la zona plana se presenta un depósito aluvial de edad cuaternaria, formado por el río cauca y sus tributarios, donde el acuífero tiene espesor mayor a los 600 m de profundidad (Medina y Páez, 2001). éste se caracteriza por ser de tipo multicapa: el nivel superior (a) y el nivel inferior (c) están separados por una capa arcillosa (b) bien diferenciada cerca del río cauca. Está compuesto por arenas y gravas interestratifcadas con limos y arcillas. El volumen total de reservas es de 10.000 mm^3, con una recarga anual estimada de 270 mm^3, ocurre principalmente en las partes altas de los conos aluviales y está clasificado como un acuífero de libre a semiconfinado de goteo, el flujo subterráneo tiene una dirección este-oeste con gradiente hidráulico hacia el río cauca. Los parámetros hidráulicos del acuífero del nivel superior (a) son: transmisividad 150 - 2200 m^2/día, permeabilidad: 5 - 35 m/día, coeficiente de almacenamiento: $5.0x10^{-3}$ - $1.0x10^{-2}$, la capacidad específica (q/s): 2 – 10 l.s./m, el rendimiento de estos pozos está alrededor de 100 l.s, y su nivel freático oscila entre 1 y 2 m de profundidad (Alvarez y Tenjo, 1971).

3. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

La metodología establecida comprendió las fases de la selección del área de estudio y su caracterización geológica e hidrogeológica detallada, implementación de la red de equipos de monitoreo de la zona no saturada (ZNS) y la zona saturada (ZS), aplicación de vinaza, el monitoreo de las ZNS y ZS y la interpretación de datos tomados en campo utilizando varias metodologías para su validación.

3.1. Ubicación selección y del área de estudio

Geográficamente la zona de estudio está localizada al sur occidente de Colombia en el departamento del Valle del Cauca, entre las cordilleras occidental y central, correspondiente a la zona plana del valle geográfico del río Cauca, en los predios Hdas. Real, Alizal y Santa Lucía de los municipios de Palmira y Cerrito (Figura 1).

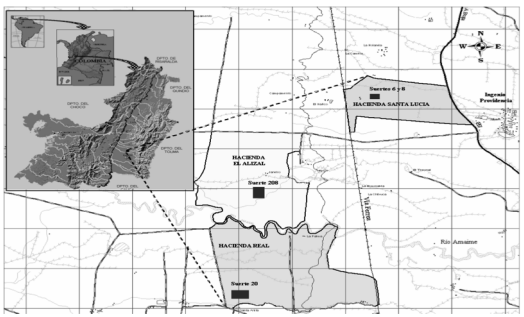


Figura 1. Localización del área de estudio.

3.2. Caracterización de la Zona No Saturada

En este estudio se han definido tres parcelas experimentales con una extensión de cuatro hectáreas. Se dividió cada parcela en 4 tratamientos: en el tratamiento cero (0) no se aplicó vinaza, para tomar muestras de suelos y aguas que representen las características naturales ("background"), los demás tratamientos recibieron tasas de 90, 180 y 270 de K_2O kg/ha, equivalente a dosis entre 6-24 m^3/ha de vinaza por corte, con una concentración entre

18% y 55% de sólidos totales, y mezclada con urea al 46% como fuente de nitrógeno y potasio. También se utilizó vinaza para la preparación de compost, conformado de una mezcla de residuos de cosecha de caña de azúcar, cachaza y ceniza proveniente del bagazo, que luego fue aplicado en los surcos en dosis entre 10 y 60 T/ha. En general éste compost se caracteriza por presentar un pH básico, alcalino, alta concentración de cenizas y metales como cromo, níquel, arsénico y hierro. Para cada parcela se tomaron muestras de suelos con tres repeticiones por cada profundidad (10, 30 y 90 cm), con el objetivo de obtener información de las propiedades físicas de la zona no saturada: textura, densidad aparente, espesor, contenido de humedad vs. tensión y distribución de poros. La densidad aparente se determinó por el método del cilindro de volumen conocido (Forsythe, 1985). El espesor de la zona no saturada se estableció directamente a través de la medición del nivel de agua en pozos o piezómetros hasta la profundidad del nivel freático. Se tomaron muestras inalteradas para la elaboración de la curva de retención de agua. Las muestras se tomaron por medio de calicatas a las profundidades de 10-20, 20-30, 30-60, y 60-90 cm y se retiraron a través del uso de anillos de aluminio. Para la caracterización del flujo y del transporte se realizaron ensayos de infiltración mediante la instalación de tensiónmetros y tubos lisimétricos. Los ensayos de infiltración se realizaron por el método del doble anillo, adicionando agua y vinaza de diferentes concentraciones. En la zona no saturada se instalaron 3 conjuntos de cápsulas de succión para la obtención de agua intersticial de la ZNS ubicadas a 30, 60 y 90 cm de profundidad (Gloeden, 1994). Como se aprecia en la Figura 2 se instalaron tensiómetros a la misma profundidad para controlar el estado tensional de la ZNS. La conductividad hidráulica no saturada se estimó a través de parámetros obtenidos de la curva de retención de humedad (van Genuchten, 1980).

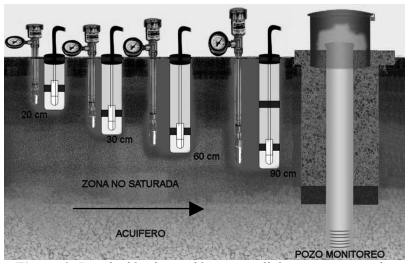


Figura 2. Instalación de tensiómetros y lisímetros en parcelas.

3.3. Control del acuífero

En la ZS se instalaron 30 piezómetros para establecer el flujo subterráneo y 15 pozos de monitoreo con profundidades que oscilan entre los 3 y 10 m, en PVC de 4" de diámetro. Estos pozos se utilizaron para la recolección de muestras de agua en la ZS y posterior análisis químico. Para la determinación de la conductividad hidráulica saturada se realizaron “Slug Tests” en los pozos de monitoreo. Para el resultado de los análisis de calidad de la zona no saturada se calcularon los valores medios obtenidos a las diferentes profundidades (30, 60 y 90 cm). Antes de la aplicación de la vinaza se realizó una campaña de muestreo de aguas de la zona saturada, con el fin de obtener la línea base. Después de la aplicación de la vinaza se realizaron 2 muestreos para evaluar los efectos producidos en los suelos y aguas subterráneas. Se utilizaron los diagramas de Piper para la clasificación de las aguas en la zona no saturada, saturada y los drenes subsuperficiales.

4. RESULTADOS

4.1. Caracterización de la Zona No Saturada

En el área de estudio se presentan suelos clasificados como vertisoles, molisoles e inceptisoles. Son casi neutros, con medianos contenidos de materia orgánica, altos contenidos de P disponible, medianos contenidos de

K intercambiable y altos contenidos de Ca y de Mg intercambiables. Con respecto al pH de los suelos, predominan los valores entre 5,5 y 7,3, pero los suelos alcalinos se presentan con mayor frecuencia. Litologicamente las parcelas están constituidas por sedimentos aluviales, la parcela de Hda. Real presenta texturas franco arenosas, intercaladas con niveles de limos, arenas y limos arcillosos hasta 4.25m de profundidad. La Hda. el Alizal se caracterizan por ser texturas franco arcillosas, con bastante materia orgánica y concreciones calcáreas, intercaladas con arcillas limo arenosas y gravas hasta los 3.00 m profundidad y en la Hda. Santa Lucía el perfil está constituido con texturas arcillo limosos intercalados con niveles de arcillas, estos presentan mayores contenido de materia orgánica y concreciones calcáreas (Fig. 3). El espesor de la zona no saturada, en el área de estudio se encuentra entre 0.90 y 2.8 m. Las Hdas. Real y Alizal presentan matrices arenosas, a partir de profundidad de 30 - 90 cm. verificándose una menor retención de agua. En la Hda. Sta Lucía las curvas en general presentan una mayor pendiente, a partir de los 20 cm. las formas de las curvas son bastante parecidas entre sí, e indican que el material que constituye la ZNS es homogéneo. Esta parcela presenta una mayor retención de agua a partir de una profundidad de 30 - 90 cm. La distribución del tamaño de poros, en las Hdas. Real y Alizal, es tal que permite el ingreso del agua en el perfil. En la Hda. Sta. Lucía se observa una disminución de los macroporos: únicamente los primeros 10 cm. son óptimos; los mesoporos para todos los suelos en todas las profundidades están por debajo del contenido ideal, lo cual explica la baja capacidad de estos para almacenar agua aprovechable para las plantas. En relación con la caracterización del flujo, las velocidades de infiltración se encuentran entre 0.28 y 0.12 m/día. Los suelos que presentan las mayores velocidades de infiltración son los inceptisoles de la Hda. El Alizal, seguido de los molisoles de la Hda. Real.

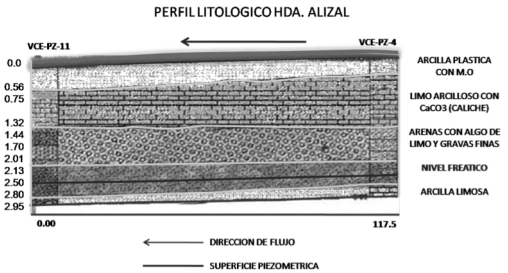


Figura 3. Correlación litológica en la Hda. El Alizal.

4.2. Flujo de agua en la zona no saturada

En los meses secos de Junio a Septiembre, los flujos en la ZNS son ascendentes pero decrecientes en el tiempo, como se aprecia en la Figuras 4a y 4b, a profundidades de 120 y 150 cm. hay menores variaciones de potencial hidráulico debido posiblemente a la influencia de las aguas de la ZS (Fig. 4b). En general en las tres parcelas existen dos patrones de flujo: el primero durante los períodos secos de baja pluviosidad, donde ocurren flujos ascendentes y el segundo durante los períodos de alta pluviosidad, con flujos descendentes hacia el acuífero. El primer patrón de flujo en el periodo seco comprendido entre junio-septiembre y enero-marzo, se caracteriza por bajos valores de contenido de agua a las profundidades 30 y 60 cm (Fig. 4a y 4b), que están más próximas a la superficie, hecho que genera pequeños gradientes de potencial hidráulico con flujos ascendentes. En consecuencia en la zona no saturada ,se verificó que los valores de flujo de agua tanto ascendente o descendente son bajos. En el periodo lluvioso comprendido entre Octubre-Noviembre y Abril-Mayo, se determinó que el contenido volumétrico de agua es mayor, generando mayores gradientes de potencial hidráulico entre las profundidades más superficiales, por lo tanto aumentaron para ésta época los valores de conductividad hidráulica no saturada, con flujos descendentes hacia el acuífero. Para las Hdas. Alizal y Sta Lucía en las capas más profundas 90, 120, 150 cm de la ZNS, el contenido volumétrico de agua y los patrones de flujo están

condicionados posiblemente por la posición del nivel freático. También hay que considerar que en la zona no saturada, principalmente debido a las prácticas agrícolas (subsolación), pueden ocurrir flujos preferenciales de agua a través de macroporos, que generalmente dependen del riego, intensidad y duración de la precipitación, esto puede ocasionar la llegada de contaminantes a la zona saturada más rápida que la prevista en éstos ensayos de campo.

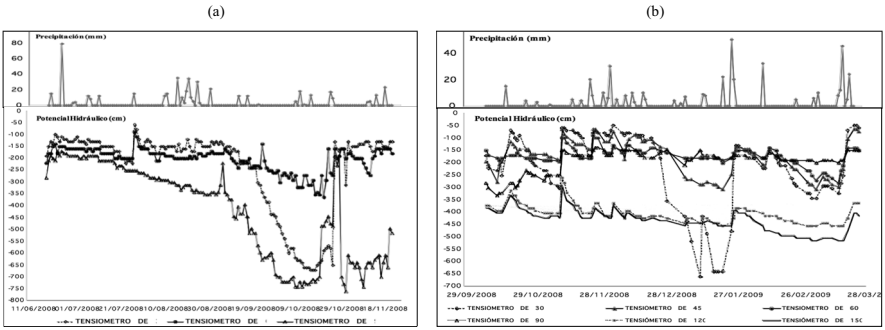


Figura 4. Potencial hidráulico en la ZNS de la Hda. Real (a) y de la Hda. Alizal vs precipitación.

4.3. Flujo en la zona saturada

Para las tres parcelas los mapas potenciométricos muestran generalmente curvas equipotenciales equidistantes y paralelas, hecho que evidencia la presencia de un gradiente de potencial hidráulico constante, lo cual se debe probablemente a la uniformidad de los parámetros hidrogeológicos, como la conductividad hidráulica saturada y la transmisividad ver en la Figura 5).

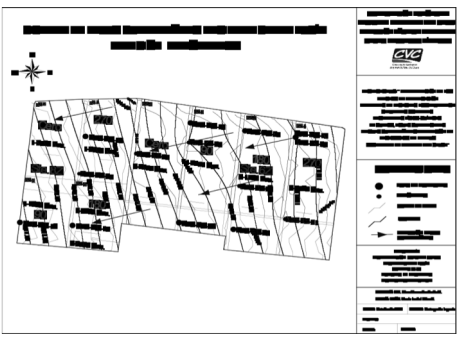


Figura 5. Dirección del flujo en la Parcela Santa Lucía.

Comparando la precipitación con los niveles freáticos obtenidos en diferentes fechas, se observa que el flujo de las aguas subterráneas es prácticamente horizontal. Se detectaron algunas fluctuaciones del nivel del orden de los 20 y 50 cm, principalmente en las fechas de Octubre y Noviembre correspondiente a épocas de lluvia (Fig. 6).

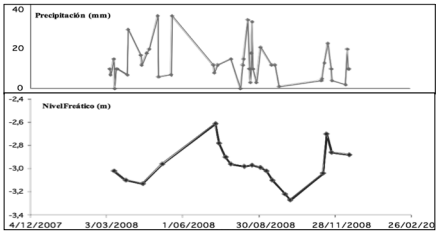


Figura 6. Variación del nivel freático en la Hda. Real.

4.4. Conductividad hidráulica en la zona saturada y no saturada

Los valores obtenidos de la conductividad hidráulica en la ZS son los siguientes: Hda. Alizal 66 cm/día, en la Hda. Real, 10 cm/día y en la Hda. Santa Lucía, 17 cm/día. En general se presentan en esta zona, valores de flujo altos. La porosidad efectiva para las parcelas de Real y Alizal a una profundidad de 30 cm se encuentra entre 41.2% y 32.5%. La velocidad de las aguas subterráneas en el área se estimó alrededor de los 60 y 50 cm/día respectivamente.

En cuanto a la conductividad hidráulica en la ZNS en promedio se presenta una caída abrupta en tres y cuatro órdenes de magnitud de la siguiente manera: Hda. Alizal entre 9.9×10^{-4} y 1.4×10^{-3} cm/día y la Hda. Real: entre 2.18×10^{-4} y 2.7×10^{-3} cm/día. También se confirmó en la ZNS valores de flujo muy bajos.

4.5. Comportamiento de los constituyentes de la vinaza en la zona no saturada y saturada

Debido al poco volumen de agua colectada en los lisímetros se seleccionaron los siguientes parámetros: conductividad, cloruro, sulfato, potasio, nitrógeno total, nitrógeno amoniacal y nitratos. Los datos presentados se interpretaron de forma cualitativa efectuando comparaciones entre: las concentraciones observadas en la vinaza y los valores encontrados en las ZNS y ZS. Los lisímetros de las parcelas de la Hdas. Real y Alizal hasta la fecha sólo cuentan con resultados parciales, por lo cual no se presenta en este trabajo su interpretación. De acuerdo a los resultados del diagrama Piper, las aguas de la ZNS y ZS se clasifican cómo aguas bicarbonatadas cálcicas-magnésicas, con una tendencia de mayores contenidos de magnesio en la ZNS. A continuación se describen cada uno de los parámetros obtenidos en la parcela de la Hda. Sta Lucía.

La concentración de sulfatos en la vinaza aplicada es de 17380 mg/l. En la ZNS las concentraciones son menores, lo cual está asociado posiblemente con reacciones óxido reductoras, químicas y/o biológicas generadoras de sulfato. Probablemente, parte del sulfato fue adsorbido por la caña y parte quedó disponible para lixiviación. En la ZS se observó un aumento de las concentraciones de sulfato, posiblemente por reacciones óxido- reductoras (Fig. 7a).

Aunque la concentración de potasio en la vinaza es elevada (17300 mg/l), los valores encontrados en ZNS son próximos a los valores naturales, probablemente adsorbido por la caña o retenido en la capa más superficial de 0 a 20 cm de profundidad. No se observaron aumentos en la concentración de potasio en las aguas de la ZS (Fig.7b).

La concentración de nitratos en la vinaza es del orden de 551 mg/l. En las cápsulas ubicadas a 30 cm de profundidad se observan valores altos de nitratos del orden de 18 mg/l, posiblemente retenido por adsorción. Entre los 60 y 90 cm de profundidad los nitratos disminuyen, consumidos probablemente por la caña y/o reducidos por procesos de óxido-reducción. En la ZS no se observaron aumentos significativos, lo cual evidencia posiblemente procesos óxido-reductores.

La conductividad eléctrica de la vinaza fue del orden 40200 S/cm, en la ZNS se observan valores de conductividad del orden de 1200 S/cm, posiblemente han sido retenidos por adsorción o consumidos por la caña. En la ZS aunque disminuye se observa un incremento de la concentración, comparados con los valores naturales del agua subterránea de la zona (Fig. 7c).

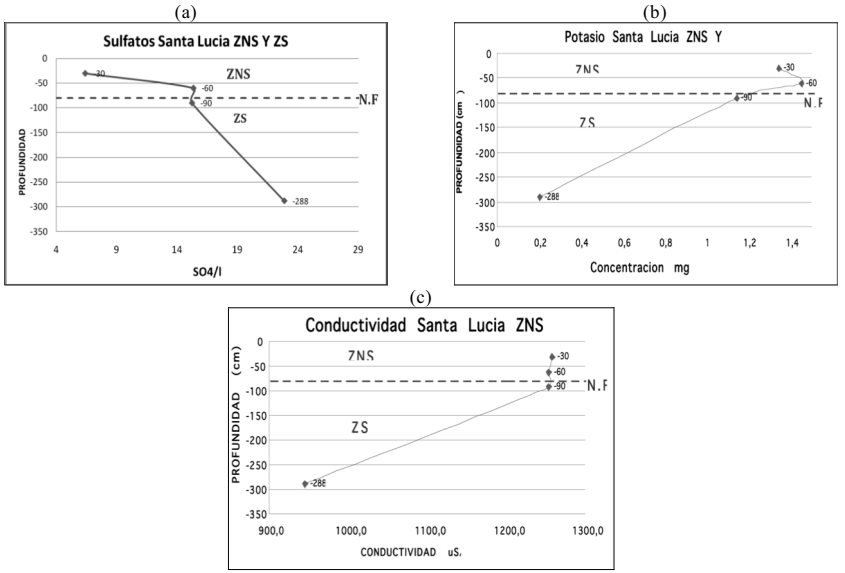


Figura 7. Distribución de sulfato (a), potasio (b) y conductividad eléctrica (c) en la ZNS y ZS de la Hda. Sta Lucía.

Es probable que el fenómeno de adsorción observado sea transitorio, pudiendo ocurrir una liberación y lixiviación de los constituyentes de la vinaza, principalmente después de altas precipitaciones. Lo anterior puede conllevar a la alteración de las características naturales del agua subterránea.

5. CONCLUSIONES

De acuerdo con los resultados obtenidos el desempeño de los equipos de monitoreo es aceptable, permitiendo una descripción lógica del flujo del agua y de los constituyentes de la vinaza por las ZNS y ZS. En general en las parcelas existen dos patrones de flujo: el primero durante los períodos secos de baja pluviosidad, donde ocurren flujos ascendentes y el segundo durante los períodos de alta pluviosidad, con flujos descendentes hacia el acuífero. En cuanto a la calidad del agua de la ZNS hasta la fecha, se observa un incremento leve en las concentraciones de potasio, nitrógeno, nitratos, sulfatos, manganeso y de la conductividad eléctrica. En la ZS el potasio y los nitratos no determinaron alteraciones en la calidad natural del agua subterránea. Se requiere realizar un balance de masas, definir sus características y las probables modificaciones hidrogeoquímicas en el suelo causadas por la aplicación de la vinaza.

Se verificó que los sedimentos de las parcelas en la Hda. Alizal y Hda. Real, presentan una baja capacidad de retención del agua en la ZNS y son vulnerables a los cambios en las características naturales de las aguas subterráneas.

Esta investigación deberá extenderse a mayores períodos de aplicación y a dosis más altas de vinaza, para obtener mejores resultados del monitoreo, siempre buscando que se tomen las medidas técnicas adecuadas para la protección del principal acuífero del Valle del Cauca.

REFERENCIAS

Alvarez, A. y S. Tenjo, 1971. Hidrogeología del Valle del Cauca entre Santander de Quilichao y el Río Sonso.

CETESB, 2008. Caracterização Aplicação de vinhaça e os efeitos nas aguas subterrâneas e nos solos. Santiago de Cali, Asocaña.

Da Silva, Griebeler y Borges. 2007. Uso de vinhaça e impactos nas propriedades do solo e lençol freático. Goiania, GO. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. V11 No. 1. P 108-114.

Forsythe, W., 1985. Física de suelos. 213 p. IICA, San José, Costa Rica.

Gloeden, E., 1994. Monitoramento da calidade da águas das zonas náo saturada e saturada em área de ferrrigação con vinhaça. Tese apresentada a Universidade de Sao Paulo. IGEO para obtenção do grau de Mestrado, pp 66-70.

Medina, G, y G. Paez, 2001. Hidrogeología e hidrogeoquimica de los acuíferos aluviales de la zona sur del Valle del Cauca – Colombia, pp 6-18.

van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hidraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal 44*, 892-898.

RESULTADOS PRELIMINARES DE LOS EFECTOS DE LA UTILIZACIÓN DE AGUA DEPURADA PARA RIEGO EN EL CAMPO DE GOLF DE BANDAMA (GRAN CANARIA)

M. Pino Palacios[1], Esmeralda Estévez[2], M. Carmen Cabrera[2], José Manuel Hernández-Moreno[3], Víctor González-Naranjo[1], Tatiana Cruz[2] y Juan Ramón Fernández-Vera[4]

1 Dpto. de Patología Animal, Producción Animal y Ciencia y Tecnología de los Alimentos. Univ. de Las Palmas de Gran Canaria. mpalacios@dpat.ulpgc.es

2 Dpto. de Física. Univ. de Las Palmas de Gran Canaria. mcabrera@dfis.ulpgc.es; eestevez@proyinves.ulpgc.es; tcruz@becarios.ulpgc.es

3 Dpto. de Edafología y Geología. Univ. de La Laguna. España. jhmoreno@ull.es

4 Granja Agrícola Experimental del Cabildo de Gran Canaria, jrfernandez@grancanaria.com

Palabras clave: Reutilización, Aguas regeneradas, acuífero volcánico, Gran Canaria

RESUMEN. *La reutilización para riego de las aguas depuradas presenta ventajas incuestionables, aunque recientemente se ha puesto de manifiesto que existen algunos posibles efectos desfavorables que requieren su estudio a largo plazo. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio de la reutilización en un campo de golf que lleva regándose más de 30 años con agua depurada, disponiéndose de los datos de calidad y cantidad de agua aplicada, los resultados de las analíticas de suelos, frecuencia de corte de las especies cespistosas, calidad de agua en algunas captaciones de agua subterránea bajo el campo, y, más recientemente, de las calidades del agua que abandona la zona explorada por las raíces. El estudio conjunto de estos datos permite analizar las consecuencias a largo plazo del riego con aguas regeneradas en un entorno volcánico para tomar medidas que eviten que se produzcan en el futuro los efectos desfavorables posibles.*

ABSTRACT. *The reuse of treated urban wastewater for irrigation presents unquestionable advantages, although some possible unfavourable effects requiring a long-term study have recently been detected. This work presents the preliminary results of a study of a golf course that has been irrigated with treated wastewater for more than 30 years, including data on quality and quantity of applied water, soil analysis, mowing frequency, quality of groundwater captured at several points underneath the golf course and, more recently, data on the quality of water filtering down from the roots in the study area. These data allow the long-term consequences of irrigation with regenerated water in a volcanic medium to be assessed in order to avoid the harmful effects of this practice in the future.*

1. INTRODUCCIÓN

La reutilización de aguas depuradas para usos diversos es una práctica cada vez más extendida, destacando desde siempre el uso para riego en zonas con escasez de recursos hídricos. Sin embargo, esta práctica puede tener efectos desfavorables si se lleva a cabo de forma poco controlada, tanto en el sistema planta-suelo como en las redes de drenaje superficiales y en la zona no saturada y los acuíferos infrayacentes. El conocimiento de los procesos que se producen en todo el sistema propicia que se puedan tomar medidas para minimizar los efectos indeseables.

El estudio de la reutilización de aguas depuradas en todas sus facetas se ha abordado dentro del programa de investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación español CONSOLIDER-TRAGUA (CSD 2006-00044,

Tratamiento y Reutilización del Agua Residual para una Gestión Sostenible). Este programa aborda de manera integrada los diferentes aspectos implicados en la reutilización de aguas depuradas, incluyendo el estudio detallado de la reutilización de aguas para la recarga de acuíferos y riegos en zonas concretas y la caracterización de los procesos que se producen en dichas zonas.

En Gran Canaria, la reutilización de aguas depuradas para riego es una práctica utilizada desde hace más de treinta años, dada la escasez de recursos hídricos que existe en la isla (Marrero y Palacios, 1996). Ello a dado lugar a una amplia infraestructura que favorece la distribución del agua regenerada para riego, llevada a cabo primero por el Consorcio Insular de Aprovechamiento de Aguas Depuradas y posteriormente por el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria. Por lo tanto, el escenario posibilita que puedan desarrollarse trabajos conducentes a la caracterización de los procesos que puedan haberse desarrollado a medio plazo.

Para llevar a cabo la investigación se seleccionó el campo de golf de Bandama, situado en las "medianías", al NE de la isla de Gran Canaria y que es uno de los más antiguos de España (Figura 1). Este campo ha sido regado desde 1976 con agua depurada de la E.D.A.R. de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria, con calidades que han ido mejorando a lo largo del tiempo con la mejora de las infraestructuras. Así, a partir de 2002, la instalación de un sistema de desalación posterior a la depuración supuso un salto cualitativo importante en esta mejora.

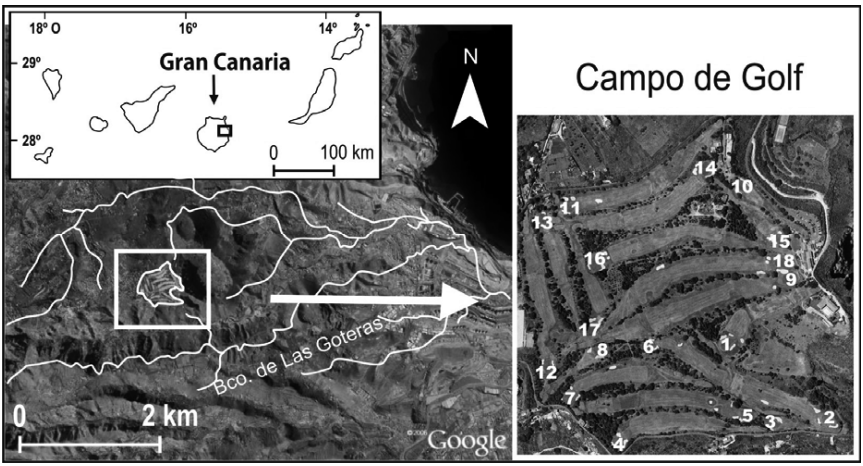


Figura 1. Localización del área de estudio en la isla de Gran Canaria. La fotografía de la derecha muestra la disposición de las calles (consignadas por su numeración) en el Campo del Golf de Bandama.

El campo de golf de Bandama situado en una zona que presenta una precipitación media de 400 mm, está caracterizada por recibir la influencia de los vientos alisios (templados y de componente NE, cargados de humedad) y de la corriente fría de Canarias. Por ello, las temperaturas son moderadas, con una media de 19ºC (22ºC en el mes más cálido y 16ºC en el más frío) y humedades que alcanzan el 78% de mínima en invierno y 85% de máxima en verano. Los materiales que afloran en la zona son lavas y piroclastos basálticos con 2000 años de antigüedad y, por tanto, muy poco alterados. Estos materiales fueron emitidos en las erupciones que dieron lugar al Pico y la Caldera de Bandama, que cubrieron de cenizas más de 50 km^2 y que abrieron un hoyo de unos 900 m de diámetro y 250 m de profundidad (Hansen y Moreno, 2008). Estos materiales se sitúan sobre materiales basálticos y fonolíticos más antiguos (hasta 13 Ma) entre los que

se intercalan conglomerados aluviales, que afloran en el interior de la Caldera.

Los estudios tienen como objetivo la caracterización de los procesos que sufre el agua desde que se infiltra en el suelo del campo de golf hasta que llega al acuífero, considerando el proceso evolutivo sufrido a lo largo de toda su trayectoria: desde el agua de riego hasta el agua subterránea, teniendo en cuenta los cambios producidos en el suelo y en la zona no saturada. Para ello, se ha llevado a cabo una caracterización del suelo en el campo de golf, tomándose además muestras del agua de riego y del agua del lixiviado del suelo (mediante la instalación de un lisímetro). Paralelamente, se ha caracterizado la hidrogeología en la zona y se han identificado los puntos de muestreo de agua subterránea.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Caracterización edafológica del campo de golf

Con una dimensión aproximada de 14.5 has, el campo de golf actualmente es visitado por unas 200 personas/día y es regado por aspersión desde 1983. Este sistema de riego se caracteriza por un caudal nominal de 92.8 l/min y una distancia media entre aspersores de 21.5 m. La especie regada es el Kikuyu grass (*Pennisetum clandestinum*), una gramínea C4 muy bien adaptada a ambientes cálidos y suelos salinos. Las frecuencias de riego, determinadas por el responsable del campo de golf, varían entre el invierno y el verano, donde las dosis alcanzan máximas de 7 mm/día.

Se han caracterizado edafológicamente los suelos en dos calles del campo, realizando sendas calicatas. Las calles se han seleccionado porque representan dos tipologías diferentes: un suelo in situ (calle 7) y un suelo transportado desde alturas superiores de la misma vertiente de la isla (calle 2).

Dada la geología de la zona, el suelo in situ está conformado por piroclastos basálticos poco alterados a cierta profundidad, sobre los que se ha desarrollado una cubierta de alteración. Además, se han realizado dos muestreos en los mismos puntos (21 localizaciones del horizonte superficial) con un año de diferencia (años 2008 y 2009, Figura 2), tanto para la calle 7 (6 muestras en la calle y 5 en el rough) como para la 2 (5 en la calle y 5 en el rough).

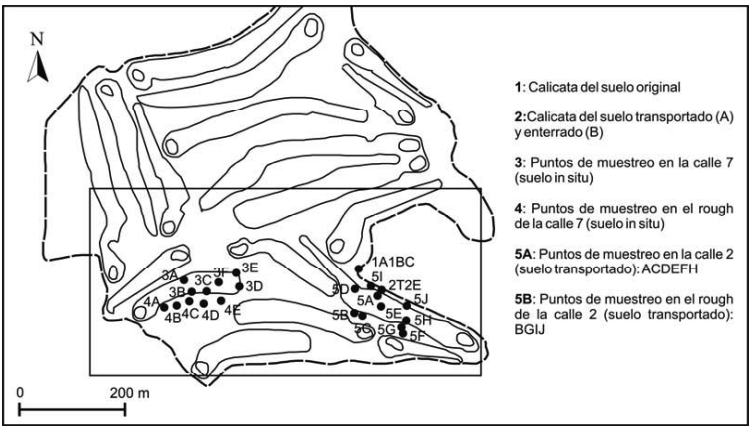


Figura 2. Localización de las muestras de suelo tomadas en 2008.

Dentro del presente trabajo se ha procedido a realizar muestreos periódicos del agua de riego, agua de lixiviado del suelo y agua subterránea. El lixiviado del suelo se está caracterizando mediante la instalación de un lisímetro (Drain Gouge, Decagon Devices, Inc.) en la calle 12, que presenta un suelo "in situ" similar al de la calle 7 (franco-arcillo-arenoso). Este suelo tiene dos horizontes, el superficial (de 0 a 30 cm de profundidad) y el inferior (entre 30 y 60 cm) y se sitúa directamente sobre lapilli basáltico suelto con permeabilidad alta.

2.2. Caracterización hidrogeológica

El funcionamiento hidrogeológico de las Islas Canarias se caracteriza por la existencia de un acuífero único con una superficie piezométrica en forma de domo que alcanza máximos en el centro de la isla (SPA-15, 1975). Este conjunto puede ser complejo dependiendo de la geología de cada edificio insular, por lo que puede haber salidas intermedias del agua del acuífero a los barrancos en forma de manantiales. En Gran Canaria, estos manantiales han desaparecido o han mermado su caudal en gran medida debido a los descensos generalizados de los niveles freáticos por las captaciones (pozos y galerías) (Custodio y Cabrera, 2008).

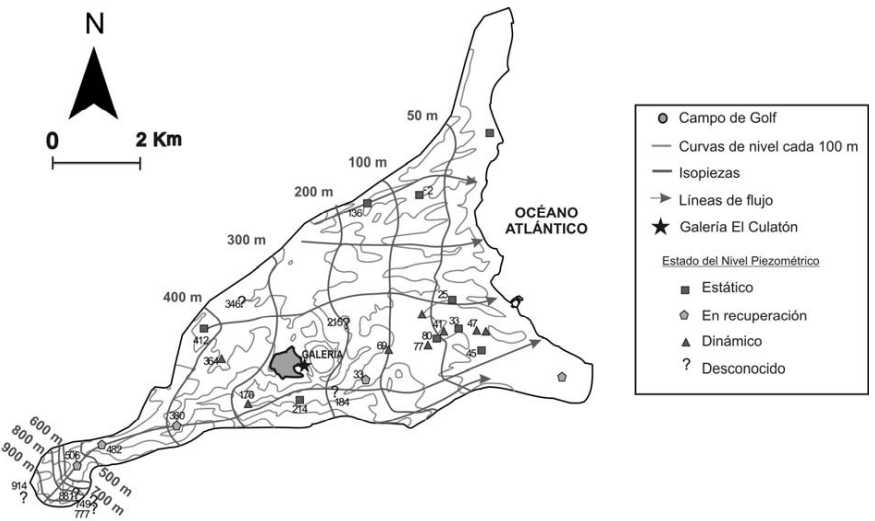


Figura 4. Piezometría de la zona N4 de Gran Canaria para 1997 (CIA, 1997). Se indica la situación del campo de golf de Bandama,

A partir de datos de inventario de puntos de agua del verano de 1997 (CIA, 1997) se ha caracterizado la zona N4 de la isla, en que se enmarca el área de estudio. Así, la piezometría de la zona (Figura 4) refleja que el flujo subterráneo se produce desde el ONO al ESE, siguiendo el esquema general para la isla (de cumbre a costa), situándose el nivel piezométrico general a más de 200 m de profundidad por debajo del campo de golf, sin que llegue a entrar en contacto con la superficie del terreno ni siquiera en el fondo de la Caldera de Bandama. La hidrogeoquímica del agua subterránea en la zona N4 responde también al modelo insular, de forma que la salinidad del agua aumenta de cumbre a costa, paralelamente con el tiempo de

residencia del agua en el acuífero y con la llegada de aguas de recarga cada vez más salinas según aumenta la cercanía al mar. Este hecho queda patente en la Figura 5A, que muestra las isolíneas de Cloruros en las aguas subterráneas de la zona a partir del inventario de 1997 (CIA, 1997). Las concentraciones en NO_3 en las aguas subterráneas se observan en la Figura 5B (según estos mismos datos), que evidencia su aumento en el Barranco de Las Goteras, situado al Sur de la zona de estudio, que corresponden con una zona con cultivos y casas dispersas.

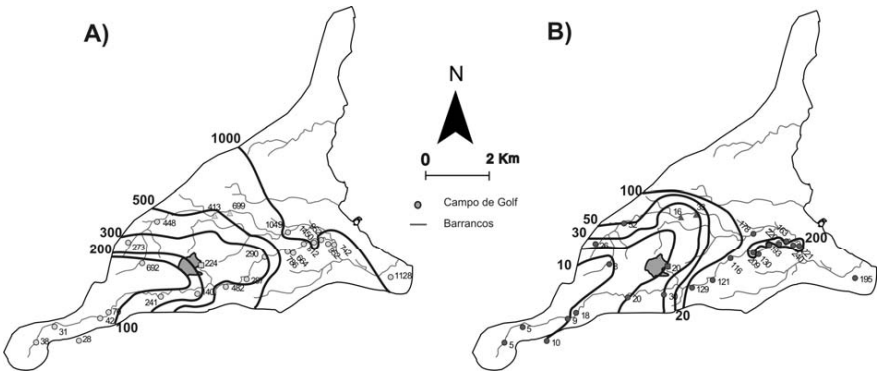


Figura 5. Isocontenidos en Cl (A) y NO_3 (B) en la zona N4 de Gran Canaria para los datos de 1997 (CIA, 1997). Se indica la situación del campo de golf de Bandama.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para la campaña del 2008, los valores de conductividad 1:5 en agua, Materia Orgánica (M.O., combustión seca), Nitratos (cromatografía iónica), Fósforo (Olsen) y Boro (Agua caliente) se muestran en la Figura 3, mientras que los valores estadísticos de los mismos y la diferencia entre los valores de 2008 y 2009 se recogen en la Tabla 1.

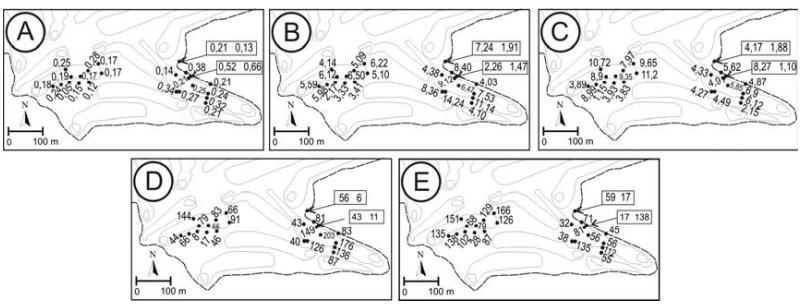


Figura 3. Mapas con los resultados de (A) Conductividad Eléctrica 1:5 (dS/m), (B) Materia Orgánica (%), (C) Boro (mg/kg), (D) Fósforo (mg/kg) y (E) Nitratos (mg/kg) en las muestras de suelo.

Tabla 1. Valores estadísticos de los análisis de suelos correspondientes a los muestreos realizados en las calles y roughs 2 y 7 del campo de golf de Bandama. Se incluye la diferencia entre los valores de 2008 y 2009 (sombreados en gris).

	Año	Cond. 1:5 (dS/m)		M.O. %		NO_3^- (mg/kg)		P (mg/kg)		B (mg/kg)	
		media	sd	media	sd	media	sd	media	sd	media	sd
calle 2	*2008*	0,20	0,05	6,9	2,0	57	20	143	70	5,5	1,1
	2009	0,13	0,03	4,1	1,3	44	26	99	66	5,8	2,8
	2008-2009	0,07		2,8		12		44		-0,3	
rough 2	*2008*	0,30	0,07	7,2	2,9	73	34	82	40	5,4	0,8
	2009	0,13	0,05	2,7	1,3	19	10	60	36	6,1	3,3
	2008-2009	0,17		4,5		53		22		-0,7	
calle 7	*2008*	0,20	0,05	5,5	0,9	120	39	83	18	9,6	1,2
	2009	0,12	0,02	3,1	0,6	31	13	95	29	5,9	1,3
	2008-2009	0,09		2,4		89		-12		3,7	
rough 7	*2008*	0,10	0,07	4,1	1,6	98	45	36	24	4,4	2,8
	2009	0,15	0,18	3,6	1,7	264	371	24	27	3,7	2,2
	2008-2009	-0,05		0,5		-166		12		0,7	

Un análisis global de los valores obtenidos para los parámetros físico-químicos analizados (Tabla 1), ha puesto de manifiesto la importante variabilidad espacial del campo de golf, incluso considerando separadamente cada zona homogénea respecto al manejo del agua (calle o rough). Sin embargo, el rango de variabilidad encontrado se mantiene en los mismos intervalos de otros estudios que abordan zonas amplias y condiciones reales de campo. Así por ejemplo, Román et al. (2002) citan variabilidades espaciales superiores al 70% para cloruros y nitratos. En nuestro estudio, mientras que algunos parámetros como la Conductividad Eléctrica (CE) o el contenido en Materia Orgánica (MO) se mantienen en un rango de variabilidad (CV) en torno al 20-25%, otros, como los nitratos, fosfatos o el B evidencian en algunas zonas de muestreo tal variabilidad (CV próximos al 50%), que imposibilita el llegar a conclusiones definitivas en el análisis temporal. Este efecto se nota fundamentalmente en el rough donde el manejo del agua es menos cuidadoso, aunque también se manifiesta en parte en la calle del suelo transportado (calle 2). Por ello, en el futuro habrá que incrementar el número de puntos de muestreo teniendo en cuenta esta información o renunciar a obtener conclusiones definitivas para estas zonas.

Se observa que casi todos los valores (CE, MO y nitratos) han disminuido entre 2008 y 2009, lo que coincide con los resultados obtenidos por otros autores que también obtienen diferencias en función de las condiciones ambientales (Caballero et al, 2001). Este hecho resulta coherente con la elevada pluviometría del periodo 2008/2009 y con el probable efecto superpuesto, para los elementos poco móviles, de una mayor actividad biológica en el suelo (caso del fósforo). Para el B es de destacar la gran variabilidad entre ambos suelos: en el de la calle 7 (más arenoso) el B aportado con el agua depurada durante años ha provocado que los valores del 2008 fueran muy elevados, mientras que las elevadas lluvias del periodo 2008/2009 han permitido su lavado parcial. Sin embargo, en el suelo transportado (calle 2, más arcilloso) se produce una retención que al mismo tiempo disminuye su transporte, por lo que los valores del 2008 eran inferiores pero no se observa su lavado durante este periodo (parte del B puede ser inmovilizado sin ser detectado en el análisis pero la concentración detectada es muy estable).

En cuanto al muestreo de agua en la zona no saturada y el acuífero, hay que destacar la existencia de una galería de agua en el escarpe oeste de la Caldera, justo debajo del campo de golf (Figura 4). Esta galería se encuentra a cota 400 m y se sitúa a favor de una falla desarrollada en sentido SO-NE, transversal a la fracturación NO-SE que dio lugar al complejo volcánico (Hansen y Moreno, 2008), en el Torrente denominado El Culatón. Se sitúa claramente por encima del nivel piezométrico insular (estimado a unos 270 m de cota) y constituye un nivel colgado desarrollado en el contacto entre materiales basálticos del

Ciclo Roque Nublo (más antiguos) y los materiales más modernos correspondientes a la formación del Pico y la Caldera de Bandama (más jóvenes y permeables). A partir de estos datos, se considera que la galería de El Culatón constituye el punto idóneo para muestrear el agua subterránea representativa de recibir los lixiviados del campo de golf.

En el muestreo de enero de 2009 de las aguas subterráneas de la zona N4, los datos apuntan hacia un ligero aumento de la salinidad de la misma desde 1997. Hay que destacar que en tanto en la galería El Culatón como en los pozos situados en el Barranco de Las Goteras que se encuentra más próximos al campo de golf, este incremento de salinidad se evidencia tanto por un aumento en los contenidos de cloruros como en los nitratos y los sulfatos.

La Tabla 2 muestra los análisis de agua de riego, del agua recogida en el lisímetro y de la galería de agua El Culatón en fechas posteriores a la instalación del mismo.

Tabla 2. Resultados de los análisis del agua de riego, agua del lisímetro y galería en el campo de golf de Bandama. La Conductividad está expresada en µS/cm (1 µS/cm = 1000 dS/m) y el Residuo Seco (RS) y los iones en mg/L.

	AGUA DE RIEGO					AGUA DEL LISÍMETRO					GALERÍA	
Fecha	**07/11/08**	**12/02/09**	**19/02/09**	**12/03/09**	**18/03/09**	**13/11/08**	**03/02/09**	**12/02/09**	**19/02/09**	**18/03/09**	**12/11/08**	**15/01/09**
pH	7,3	7,1	7,0	8,1	7,3	8,0	8,6	8,6	8,3	8,1	7,5	8,1
Cond.	1024	844	736	812	1112	1743	2310	1724	2240	3120	1666	1713
RS	600	504	453	527	665	1169	-	-	-	-	974	1146
Na^+	171,5	136,8	118,9	124,0	170,0	323,6	474,4	517,9	504,0	647	305,0	199,1
K+	11,2	12,0	11,6	11,0	14,0	31,8	36,0	39,7	40,4	48	7,4	13,2
Ca^{2+}	12,3	16,1	15,2	19,0	17,0	25,9	29,8	25,5	25,2	28	8,4	69,1
Mg^{2+}	6,8	7,8	6,8	12,0	8,9	9,0	14,8	15,3	14,7	19	9,7	61,4
Cl^-	207	169,1	149,9	141,0	211,0	297	194,0	161,7	153,8	387	332,4	251,5
SO_4^{2-}	42	43,3	37,1	47,0	47,0	85	63,8	54,8	52,4	40	124,3	273,0
HCO_3^-	118,3	109,2	108,6	153,0	179,0	396,5	-	-	-	-	140,3	178,7
NO_3^-	29,2	9	4	21	18	1,3	81	75	70	17	47	100
NH_4^+	0,60	< 0.03	0,40	0,3	13,0	6,04	6,90	4,64	2,89	2	< 0.03	0.07
P	0,7	1,3	1,6	<0,1	<0,1	0,2	< 0.1	0,3	2,5	0,8	0,6	< 0.1
B	1,46	1,094	1,061	1	1	7,44	4,930	4,447	4,402	4,22	0,50	0,193

Como primeras observaciones, puede afirmarse que se produce un incremento en los iones de las aguas recogidas en el lisímetro respecto al agua de riego: se incrementan Na+, K+, Ca++, Mg++, NH4+, NO3- y B, y más discreto en el caso de los Cl-. La mayor concentración en el lisímetro respecto al agua de riego se debe al efecto de lixiviación de sales con las elevadas fracciones de lavado que se usan en el campo de golf. Esta tendencia coincide con la descrita por el modelo proporcional de Jensen (Jensen et al, 1990), aunque algunos autores obtienen ratios de descarga de iones en lixiviado respecto al agua de riego inferiores a la unidad (Bustos et al, 2006). El agua de la galería es variable en las dos muestras recogidas, indicando que no solamente recoge el agua de riego, sino también agua de otra procedencia (lluvia y/o agua subterránea procedente de un acuífero colgado que se recarga aguas arriba). Por otro lado, ha quedado patente la naturaleza de una zona no saturada de más de 200 m de espesor conformada por fundamentalmente materiales volcánicos (aglomerados, lavas y piroclastos de naturaleza basáltica y fonolítica). La parte superficial de esta zona está conformada por un suelo de poco espesor, que es susceptible de estudio. En el resto de la zona no saturada, el agua debe discurrir preferentemente por fracturas, aunque dependiendo de la naturaleza de los materiales, cierta fracción puede fluir por porosidad.

La galería El Culatón puede ser considerada un punto de muestreo intermedio entre el agua que abandona el

suelo y el agua que llega al acuífero insular, por lo que los resultados de la misma deberán ser valorados según los resultados de los muestreos periódicos que están previstos.

4. CONCLUSIONES

El trabajo realizado contempla de forma integrada los procesos que tienen lugar en un medio natural cuando se produce un riego con agua depurada en un plazo de tiempo dilatado. Como primeras conclusiones, se puede apuntar que se observa una respuesta diferencial al riego con una misma calidad de agua y con el mismo manejo (dosis y frecuencias de riego) en función del tipo de suelo regado (in situ o transportado). Además, el manejo del agua también ha demostrado ser un factor crítico encontrándose diferencias entre las calles y el rough. Este hecho pone de manifiesto la posible influencia de los factores citados sobre los acuíferos afectados por el riego con agua depurada. Se observa también un incremento de la salinidad entre el agua de riego y el agua del lisímetro y que el agua de la El Culatón es variable químicamente, apuntando a que integra aguas de diferentes procedencias y que drena un acuífero colgado. Los trabajos futuros a desarrollar dentro de este estudio se basarán en las caracterizaciones ya realizadas y deberán ir enfocados a la evolución cualitativa y cuantitativa de los retornos de riego del campo de golf y su influencia en la calidad del agua de la galería El Culatón y del acuífero insular.

Agradecimientos. El presente trabajo se enmarca en el Programa CONSOLIDER-TRAGUA (CSD2006-00044). Se agradece al Real Club de Golf de Las Palmas, y especialmente a D. Pelayo Navarro y el personal del mismo, el acceso a todos los datos históricos del campo de golf de Bandama y facilitarnos en todo momento la toma de muestras. Los análisis han sido realizados en el Laboratorio de la Granja Agrícola Experimental del Cabildo de Gran Canaria.

REFERENCIAS

Bustos A., Caballero R. y Román R. 2006. Net changes of main ions in the soil profile of irrigated field plots in central Spain. *Irrig Sci* 25: 1-9.

Caballero R., Bustos A. y Román R. 2001. Soil salinity Ander tradicional and improved irrigation schedules in Central Spain. *Soil Sci Soc Am* J 65: 1210-1218

Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria (CIA), 1997. Inventario de puntos de agua, zona N4. Datos internos, sin publicar.

Custodio, E. y Cabrera, M.C., 2008. Synthesis of the Canary Islands hydrogelogy. Hydrogeology of volcanic rocks, SIHD-2008, Djibouti, 51-56.

Hansen, A. y Moreno, C., 2008. *El Gran Volcán. La Caldera y el Pico de Bandama.* Ediciones Consejería de Medio Ambiente y Aguas del Cabildo de Gran Canaria.

Jensen ME., Burman RD., Allen RG (eds). 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements (Chapter 5). In: *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE Manuals and Reports No 70Am Soc Civil En., New York pp 60-74.

Marrero, A. y Palacios, M. P., 1996. *Depuración y reutilización de aguas en Gran Canaria.*Consorcio Insular de Aprovechamiento de Aguas Depuradas de Gran Canaria, 55 pp.

Román R., Caballero R. y Bustos A. 2002. Variability of soil solution ions in fallow-land field in Central Spain. *Edafología* 9:161-172

SPA-15 (1975): *Estudio científico de los recursos de agua de las Islas Canarias* (D. Fernandopullé, S. Sáenz–Oiza, R. Heras, A. Sahuquillo, E. Custodio, eds.) UNESCO–DG Obras Hidráulicos. Las Palmas de Gran Canaria/Madrid. 4 Vols.

CARACTERIZACIÓN DE SENSORES ELECTROMAGNÉTICOS DE HUMEDAD DE SUELO CON FLUIDOS ESTÁNDAR DE PERMITIVIDAD CONOCIDA

Carlos M. Regalado[1]*, Axel Ritter[1] y Omar García[2]

1: Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA)
Dep. Suelos y Riegos
Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife
e-mail: cregalad@icia.es, aritter@icia.es, web: http://www.icia.es

2: Estudiante de ETSIA
Universidad de La Laguna
Ctra. Geneto 2, La Laguna
e-mail: omargate@hotmail.com

Palabras clave: Calibración de sensores, capacitancia, impedancia, salinidad, TDR-Trase, TRIME.

RESUMEN. *Se estudió el comportamiento dieléctrico de sensores electromagnéticos (EM) de tipo capacitivo (ECHO-TE, EC-5, EC-10 y EC-20), TDR (Trase, TRIME-P2 y TRIME-EZ) e impedancia (WET Sensor y ML2x), en medios líquidos estándar. Se derivaron ecuaciones de calibración que permiten relacionar la señal de los nueve sensores EM estudiados con la permitividad dieléctrica del medio (ε). En general la respuesta dieléctrica, en el rango 1≤ ε≤ 68, de todos los sensores investigados fue correcta en condiciones dieléctricas equivalentes a las de un suelo no salino con textura arenosa. Cuando aparecen condiciones de relajación en el medio, tales como las que podrían tener lugar en suelos orgánicos o arcillosos, el WET Sensor y las sondas de capacitancia EC-10 y EC-20 exhiben un mejor comportamiento que el resto de sensores EM. Sin embargo, en condiciones salinas, las sondas EC-10 y EC-20 se muestran muy afectadas por la conductividad eléctrica del medio, σ, sobreestimando ε incluso para σ ≤ 0,5 dS m^{-1}. Para conductividades eléctricas moderadas σ≤2 dS m^{-1}, sólo el TDR Trase y el WET Sensor presentan un comportamiento dieléctrico aceptable. Ninguno de los sensores EM estudiados es fiable para todo el intervalo de conductividad investigado 0≤ σ ≤ 4 dS m^{-1}.*

ABSTRACT. *We investigated the dielectric behaviour of capacitance (ECHO-TE, EC-5, EC-10 and EC-20), TDR (Trase, TRIME-P2 and TRIME-EZ) and impedance (WET Sensor and ML2x) electromagnetic sensors (EM), in standard liquid media. We derived calibration equations which relate signal of the nine EM sensors studied with the dielectric permittivity of the media (ε). The dielectric response, within the range 1≤ ε≤ 68, of all investigated sensors was satisfactory under dielectric conditions equivalent to those of a non-saline soil of sandy texture. When relaxing conditions show up, such as those that may take place in a organic or clayey soil, WET Sensor and the EC-10 and EC-20 capacitance probes exhibit a better response than the remaining EM sensors. However, in saline conditions, EC-10 and EC-20 probes are greatly affected by the electric conductivity of the media, σ, overestimating ε even for σ≤ 0,5 dS m^{-1}. For moderate electrical conductivities σ ≤ 2 dS m^{-1}, only the TDR Trase and the WET Sensor show an acceptable dielectric behaviour. None of the studied EM sensors is reliable for the whole conductivity interval investigated 0≤σ ≤ 4 dS m^{-1}.*

1. INTRODUCCIÓN

La creciente demanda de sensores electromagnéticos (EM) en la investigación de procesos de flujo en la zona no saturada o para un uso más eficiente del agua de riego, plantea la necesidad de establecer estándares que

permitan determinar su respuesta con fiabilidad. Aprovechando la marcada diferencia en permitividad dieléctrica, ε (-), entre el agua (ε≈80) y las otras fases presentes en el suelo: aire (ε≈1) y partículas minerales (ε≈2-15), se puede estimar el contenido de humedad de un suelo, θ (m^3 m^{-3}), a partir de la relación existente entre ε y θ. Un ejemplo de relación ε-θ, de aplicación "universal", es la ecuación de Topp (Topp et al., 1980):

$$\theta = -5{,}37\cdot 10^{-2} + 2{,}32\cdot 10^{-2}\varepsilon - 5{,}5\cdot 10^{-4}\varepsilon^2 - 4{,}3\cdot 10^{-6}\varepsilon^3 \quad (1)$$

responsable en parte del uso extendido que han tenido los sensores EM en instrumentación de la ZNS.

Los sensores EM determinan la ε de un medio poroso (in)saturado a partir de la medida de distintos principios físicos: tiempo de tránsito, impedancia, capacitancia, etc. Así por ejemplo, las técnicas de TDR y TDT (de las siglas inglesas *Time Domain Reflectometry* y *Time Domain Transmission*) estiman ε a partir de la relación que existe entre ésta y el tiempo de tránsito, t_s (s), de una onda electromagnética que se desplaza entre las varillas de longitud L (m) de una sonda insertada en un medio poroso, tal que (Heimovaara y Bouten, 1990):

$$\varepsilon = (t_s c)^2/(2L)^2 \quad (2)$$

En la ecuación (2), c es la velocidad de la luz en el vacío (m/s); el término 2L hace referencia al recorrido de ida y vuelta, en el caso del TDR (no así para el TDT), que realiza la onda electromagnética a lo largo de las varillas. Dentro de los métodos TDR cabe discutir el sistema TRIME (Imko GmbH, Ettlingen, Alemania) que lleva a cabo un tratamiento particular de la onda TDR no discutido frecuentemente, y que se diferencia de los sistemas TDR clásicos. El sistema TRIME mide el tiempo de tránsito de un pulso, t_1 (ps), relativo a un tiempo de referencia. Los diferentes modelos de sondas TRIME (P2, EZ, T3, etc.) se caracterizan por distintas relaciones t_1 *versus* contenido de agua θ (m^3 m^{-3}). Para escalar la señal de los distintos tipos de sondas TRIME al mismo rango dinámico de t_p (no así de t_1), se define un tiempo normalizado o "pseudo tiempo de tránsito" t_p (-), linealmente relacionado con t_1 tal que

$$t_p = (t_1 + A)/D \quad (3)$$

donde A representa una traslación hacia el cero y D es una medida de la sensibilidad de la sonda.. La estimación de θ se realiza entonces a partir de una calibración específica que toma la siguiente forma (Stacheder, 1996):

$$\theta = C_0 + C_1 t_p + C_2 t_p^2 + C_3 t_p^3 + C_4 t_p^4 + C_5 t_p^5; \quad 0 < t_p < 900 \quad (4)$$

siendo C_i parámetros específicos determinados de forma empírica para cada tipo de sonda (ver Figura 1 en Regalado et al., 2006). Regalado et al. (2006) propusieron además una relación logarítmica entre ε y t_p para sondas TRIME-P2 y T3 de la forma (*Ceff*=0,90; *RMSE*=9,5):

$$\ln(\varepsilon) = 0{,}00478\, t_p + 0{,}34928; \quad 100 < t_p < 900 \quad (5)$$

Por otro lado, los sensores de impedancia determinan la diferencia de amplitud de voltaje como consecuencia de cambios de impedancia, Z (Ω), entre la línea de transmisión del sensor y la de las varillas que se encuentran insertadas en el medio, para estimar así el valor de ε a partir de (Campbell, 1990):

$$\sqrt{\varepsilon} = c\cdot \mathrm{cotanh}^{-1}(Z)/(2\pi L) \quad (6)$$

Por último, los métodos capacitivos, o de capacitancia, consideran el medio suelo-sonda como un condensador, cuya capacitancia, C (F), es proporcional a ε (Kelleners et al., 2005):

$$C = g\varepsilon\varepsilon_0 \quad (7)$$

donde g (m) es un factor geométrico y ε_0=8,54 pF m^{-1} corresponde al valor de permitividad del vacío.

La relación obtenida entre ε ó θ y la señal proporcionada por un determinado sensor EM se conoce como ecuación de calibración. En general, el fabricante de un sensor EM concreto proporciona ecuaciones θ *versus* señal, o bien ε *versus* señal, de aplicación para distintos medios o texturas de suelo. Sin embargo, dado que el suelo es un medio poroso heterogéneo de composición variable y dado que ε depende de otras variables tales

como la conductividad eléctrica del medio (Campbell, 2002; Seyfried y Murdock, 2004), o la frecuencia de la onda EM, f_e (kHz) (Kelleners et al., 2005), resulta aconsejable establecer ecuaciones de calibración *ad hoc*, especialmente cuando se demanda cierta precisión en la estimación de θ. Esto conlleva la dificultad de hacer luego extensible ecuaciones de calibración establecidas para un suelo concreto a otros de similares características, dadas las incertidumbres que se generan como consecuencia de la propia variabilidad intrínseca del medio suelo, la salinidad y/o composición del mismo, o de la inserción de la sonda y alteración de la muestra. Es por ello que Jones et al. (2005) proponen derivar tales relaciones ε *versus* señal utilizando, en lugar de medios porosos, fluidos de permitividad conocida que reproduzcan de forma controlada características propias de un suelo, tales como su superficie específica (textura), salinidad y nivel de saturación. Se consigue así reducir la variabilidad de las medidas, disminuyendo la incertidumbre en la relación propuesta de ε *versus* la señal del sensor. Además, con este procedimiento, se pueden estudiar de forma independiente las posibles causas o condiciones propias de un suelo que afectan su comportamiento dieléctrico frente a un sensor EM determinado. Con este objetivo, Jones et al. (2005) utilizaron varios fluidos y disoluciones salinas como estándares para representar suelos con determinadas características o condiciones. Estos medios líquidos con propiedades dieléctricas conocidas se agrupan bajo la denominación de: No Relajantes-No Conductores (NR-NC), No Relajantes-Conductores (NR-C), y Relajantes-No Conductores (R-NC). Así, las propiedades dieléctricas de los fluidos NR-NC se asemejan a las de un suelo arenoso, con lo que permiten estudiar en condiciones controladas la respuesta de un sensor EM determinado en un medio de textura gruesa, donde ε es independiente de f_e. Se trata de fluidos no conductivos y cuya frecuencia de relajación (f_r) se encuentra por encima de los 2 GHz, por lo que dicha relajación es previsible que no afecte a la lectura de la mayoría de sensores EM, que generalmente trabajan a frecuencias f_e<2 GHz. Los fluidos R-NC reproducen las propiedades dieléctricas típicas de suelos de textura fina y orgánicos con salinidad baja, permitiendo por tanto evaluar los efectos de relajación dieléctrica. Por último, las soluciones NR-C representan las condiciones de un suelo arenoso salino, y por tanto permiten investigar la dependencia de ε con la conductividad eléctrica del medio, para un determinado sensor EM a una frecuencia f_e concreta. Siguiendo lo propuesto por Jones et al. (2005), Blonquist et al. (2005) evaluaron la respuesta de varios sensores de tipo capacitativo, de impedancia y *Time Domain*. En este trabajo se completa el estudio de Blonquist et al. (2005) con sensores EM adicionales. Los objetivos del presente trabajo son por tanto: i) proponer ecuaciones de calibración ε *versus* señal del sensor EM en un medio NR-NC; ii) evaluar la exactitud de dichas ecuaciones de calibración en la estimación de ε, frente a las propuestas por el fabricante o autores previos para cada uno de los sensores EM estudiados; iii) determinar la estabilidad de dicha señal cuando otros factores, tales como la relajación o la salinidad del medio, varían (condiciones R-NC y NR-C).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Sensores EM

Se evaluó la respuesta de nueve tipos de sensores EM, entre los que se encuentran tanto distintos sistemas TDR (sonda Trase de 3 varillas, TRIME-P2 y TRIME-EZ), como sondas de impedancia (WET Sensor, ML2x) y capacitancia (ECHO-TE, EC-5, EC-10 y EC-20) (Fig. 1). Las principales características de estos sensores y las ecuaciones de calibración propuestas por autores varios o por el fabricante se resumen en la Tabla 1.

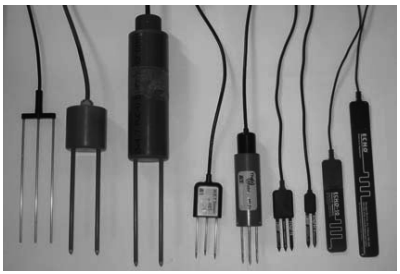


Figura 1. Sensores EM. De izquierda a derecha: sonda Trase, TRIME-P2 y EZ, WET Sensor, ML2x, ECHO-TE, EC-5, EC-10 y EC-20.

Tabla 1. Características de los sensores EM y ecuaciones de calibración propuestas por el fabricante o autores previos ("de referencia").

Técnica (f_r)	Modelo	V_e (cm^3)	L_s (cm)	Señal de lectura	Ecuación de calibración de referencia		Referencia	Fabricante
TDR (2-3 GHz)[§]	Trase de 3 varillas	700	20	ε (-)	$\varepsilon=(t_r \cdot c)^2/(2L)^2$	(2)	Heimovaara y Bouten (1990)	Soil Moisture Equipment Corp.
TDR (0.6-1.2 GHz)	TRIME-P2	700	16	t_p (-)	$\ln(\varepsilon)= 0{,}00478 t_p+0{,}34928; \quad 100<t_p<900$	(5)	Regalado et al. (2006)	IMKO GmbH
	TRIME-EZ				-	-	-	
Impedancia (20 MHz)	WET Sensor	125	6,5	ε (-)	$\sqrt{\varepsilon}= \text{cotanh}^{-1}(Z) \cdot c/(2\pi L)$	(6)	Campbell (1990)	Delta-T Devices Ltd.
Impedancia (100 MHz)	ML2x	200	6	S (mV)	$\sqrt{\varepsilon}= 4{,}7 \cdot 10^{-9} S^3 - 6{,}40 \cdot 10^{-6} S^2 + 6{,}40 \cdot 10^{-3} S + 1{,}07;$ $1<\varepsilon\leq 40$	(8)	Delta-T Devices Ltd. (1999)	
Capacitancia (70 MHz)	ECHO-TE	80	5	S_d (-)	$\varepsilon=7{,}64 \cdot 10^{-8} S_d^3 - 8{,}85 \cdot 10^{-5} S_d^2 + 4{,}85 \cdot 10^{-2} S_d - 10;$ $1<\varepsilon\leq 20$	(9)	Decagon Devices Inc. (2006b)	Decagon Devices Inc.
	EC-5	32	5	S (mV)	$\varepsilon=f(\theta); \quad \theta= 11{,}9 \cdot 10^{-4} S - 0{,}401$	(10)	Decagon Devices Inc. (2006a)	
Capacitancia (≈10 MHz)	EC-10	93	10	S (mV)	$\varepsilon=f(\theta); \quad \theta= 9{,}36 \cdot 10^{-4} S - 0{,}376$	(11)		
	EC-20	140	20	S (mV)	$\varepsilon=f(\theta); \quad \theta= 6{,}95 \cdot 10^{-4} S - 0{,}290$	(12)		

[§]Calculada a partir de f_r=0,35/t_r donde t_r=125-155 ps (Robinson et al., 2003); V_e es el volumen explorado y L_s la longitud de la sonda; S_d es la señal digital del registrador Em50 (Decagon Devices Inc., Pullman, EEUU); S es la señal del sensor; $f(\theta)$ es la inversa de la ecuación de Topp (1).

2.2. Experimentos con líquidos estándar de permitividad conocida

Como medio NR-NC se utilizaron disoluciones acuosas de 2-iso-propoxietanol (Jones et al., 2005). Además, se utilizaron esferas de vidrio de 500 µm de diámetro (IMKO GmbH) secas (θ≈0,03 $m^3 m^{-3}$), lo que proporciona un valor de ε=3,8 intermedio entre ε=1 (aire) y ε=12,70 para el 2-iso-propoxietanol puro, necesario para el ajuste de las ecuaciones de calibración en el rango bajo de permitividad. Como medio R-NC se utilizaron los siguientes líquidos: glicerol (ε=46,5; f_r=0,127GHz), 1-propanol (ε= 22,75; f_r= 0,475GHz), polietilenglicol 300 (Carbowax) (ε=16,75; f_r=1,27 GHz) y aceite de ricino (ε=3,75; f_r=1,06 GHz). Por último, como medios NR-C se prepararon disoluciones salinas de NaCl y 2-isopropoxietanol al 60% con conductividades eléctricas (σ) de 0, 0,5, 1,1, 2 y 4,1 dS m^{-1}. Para cada uno de estos medios, se realizaron medidas con los sensores EM en contenedores de PVC de dimensiones superiores a las exploradas por las sondas (ver Tabla 1) para evitar la influencia de las paredes del recipiente. Se llevaron a cabo 8 repeticiones para cada sensor EM y medio, presentándose los resultados como la media aritmética de éstas. Las lecturas de ε con la sonda Trase se obtuvieron a partir del análisis de la onda TDR que realiza el sistema Trase System I 6050X1 (Soil Moisture Equipment Corp., Santa Bárbara, EEUU). Las medidas con el sensor TRIME-P2 se realizaron utilizando como interfase el software SMCAL (IMKO GmbH) con un pulso de excitación proporcionado por el lector TRIME-FM (IMKO GmbH). Para el caso de la sonda TRIME-EZ, ésta se alimentó externamente con una batería de 12 V y las lecturas de t_p se realizaron desde un PC a través del puerto RS232 mediante el software TRIME WinCAL (IMKO GmbH). Para las sondas de impedancia se realizaron lecturas de ε (WET Sensor) y de voltaje (ML2x) con el lector HH2 Moisture meter (Delta-T Devices Ltd.). Todas las sondas de capacitancia se leyeron con el registrador Em50 (Decagon Devices Inc.)

gestionado desde la ECH2O utility 1.10 (Decagon Devices Inc.). La sonda EC-5 se sumergió completamente dentro de las soluciones, ya que se observaron diferencias cuando se compararon lecturas en las que el encapsulado se mantiene fuera versus dentro del medio.

2.3. Evaluación de la bondad de ajuste

La bondad del ajuste entre la permitividad de los medios utilizados, ε, y la permitividad estimada a partir de la señal de los sensores, ε_{est}, se cuantificó mediante el coeficiente de eficiencia ($-\infty \leq Ceff \leq 1$) y la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*) definidos, respectivamente, como:

$$Ceff = 1 - \sum_{i=1}^{N}\left(\varepsilon_{est,i} - \varepsilon_i\right)^2 \Big/ \sum_{i=1}^{N}\left(\bar{\varepsilon} - \varepsilon_i\right)^2 \; ; \qquad RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^{N}\left(\varepsilon_{est,i} - \varepsilon_i\right)^2 \Big/ N} \tag{13}$$

donde $\bar{\varepsilon}$ es el promedio de los valores de permitividad y N es el número de medidas realizadas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Calibración de los sensores EM en medios No Relajantes-No Conductores (NR-NC)

La Tabla 2 resume las ecuaciones de calibración de los sensores EM estudiados derivadas en medios NR-NC. En el caso del TDR Trase y el WET Sensor se obtienen directamente lecturas de ε, por lo que no se proponen ecuaciones de calibración para esos dos sensores EM. En general el ajuste es satisfactorio (*Ceff* >0,94 y *RMSE*≤5,3), salvo para la sonda de impedancia ML2x, donde se utilizó la ecuación propuesta previamente por Blonquist et al. (2005), con *Ceff*=0,698 y *RMSE*=7 en el rango 43<ε≤80

Tabla 2. Ecuaciones de calibración de los sensores EM derivadas en medios NR-NC.

Modelo	Ecuación de calibración	*Ceff*	*RMSE*
Sonda Trase	-	0,982	2,9
TRIME-P2	$ln(\varepsilon) = 0{,}4259+0{,}0047 \cdot t_p$	0,993	2,0
TRIME-EZ	$ln(\varepsilon) = 0{,}4714+0{,}0049 \cdot t_p$	0,995	1,4
WET	-	0,993	1,9
ML2x	$1/\varepsilon = (-0{,}105+0{,}134/\sqrt{S})$; $1 \leq \varepsilon \leq 43$	0,985	1,4
	$1/\varepsilon = 0{,}0279-0{,}767 \cdot \ln^2(S)$; $43 < \varepsilon \leq 80$	0,698	7,0
ECHO-TE	$1/\varepsilon = 1{,}3281-0{,}0032\, S_d + 2{,}6741 \cdot 10^{-6}\, S_d^2 - 7{,}6082 \cdot 10^{-10}\, S_d^3$	0,947	5,3
EC-5	$\ln(\varepsilon) = -11{,}5075+54{,}0203 \cdot S - 70{,}4199 \cdot S^2 + 32{,}3594 \cdot S^3$	0,991	2,2
EC-10	$1/\varepsilon = -0{,}0455+0{,}0589/S^2$	0,996	1,4
EC-20	$1/\varepsilon = -0{,}2581 + 0{,}0607 \cdot S + 0{,}2331/S$	0,999	0,7

3.2. Respuesta de los sensores EM en medios No Relajantes-No Conductores (NR-NC) y Relajantes-No Conductores (R-NC)

En la Fig. 2 se presenta, para cada sensor EM, la comparación entre los valores de ε frente a ε_{est} (usando las ecuaciones de calibración derivadas en medios NR-NC, Tabla 2) para condiciones tanto NR-NC como R-NC. Se incluye también ε obtenida a partir de las ecuaciones de calibración propuestas por el fabricante o autores previos, denominadas "de referencia" (Tabla 1). En ambos casos la capacidad del sensor para estimar el valor de ε se cuantifica mediante el *Ceff* y el *RMSE* (13), distinguiéndose con un asterisco (*Ceff** y *RMSE**) cuando se han calculado con la ecuación de calibración de referencia correspondiente. Los sensores de tipo TDR (Trase, TRIME-P2 y TRIME-EZ) muestran valores de *Ceff* ≥0,846 y *RMSE* ≤8,6 (Fig. 2a-c). Aunque el TDR Trase muestra un buen ajuste (*Ceff*=0,985; *RMSE*=2,8) para medios NR-NC (Tabla 2), su fiabilidad empeora al considerar también líquidos R-NC (*Ceff*=0,840; *RMSE*=8,6), y en especial el glicerol (ε=46,5; f_r=0,127GHz). De hecho el valor de permitividad del glicerol (ε=46,5) aparece como un "*outlier*" en la Fig. 2 para todos aquellos sensores EM que trabajan a $f_e \geq 7 \cdot 10^4$ Hz: Trase, TRIME, ML2x, ECHO-TE y EC-5, debido posiblemente a que

miden en un rango próximo a la frecuencia de relajación del glicerol (f_r=1.27 10^5 Hz). La sonda TRIME-P2 exhibe un buen ajuste tanto cuando se usa la ecuación (5) que relaciona el pseudo tiempo de tránsito t_p *versus* ε (*Ceff**=0,944; *RMSE**=5,3), como cuando se utiliza una ecuación similar como la obtenida en este trabajo (*Ceff*=0,951; *RMSE*=4,9) (Fig. 2b). No ocurre lo mismo sin embargo para la sonda TRIME-EZ, en la que se observa que no se puede aplicar la ecuación (5), propuesta previamente por Regalado et al. (2006) para sondas TRIME-P2 y TRIME-T3, ya que los valores de t_p de salida del sensor son menores respecto a los que presenta la sonda TRIME-P2 para la misma ε (*Ceff**=0,746; *RMSE**=11,2). Se propone por tanto una ecuación alternativa que permite un buen ajuste tanto en condiciones NR-NC como R-NC (*Ceff*=0,983; *RMSE*=2,9) (Fig. 2c). En general, las sondas de impedancia (WET Sensor y ML2x) determinan correctamente los valores de ε en ambos medios NR-NC y R-NC. El WET Sensor exhibe un comportamiento satisfactorio próximo a la línea 1:1 (*Ceff*=0,992; *RMSE*=2,0) (Fig. 2d).

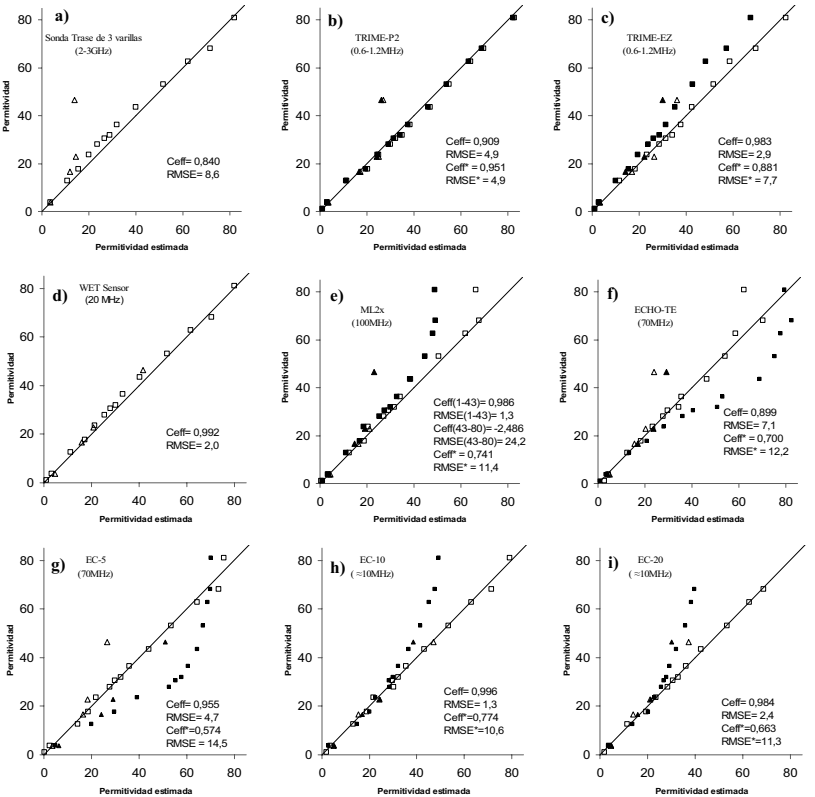


Figura 2. Comparación entre valores de ε frente a ε_{est} para cada sensor EM bajo condiciones NR-NC y R-NC. Se han utilizado las ecuaciones de calibración propuestas por otros autores, o el fabricante y descritas en la Tabla 1 (símbolos rellenos), así como las ecuaciones propuestas con este trabajo e incluidas en la Tabla 2 (símbolos vacíos). El *Ceff* y *RMSE* para la ecuación de referencia se denota con un asterisco. □: NR-NC; ■: NR-NC*; Δ: R-NC; ▲: R-NC*; ⎯ línea 1:1.

La sonda ML2x estima de forma correcta la permitividad tanto con la ecuación de calibración propuesta previamente por Blonquist et al. (2005) (*Ceff*=0,986; *RMSE*=1,3), como con la ecuación propuesta previamente por el fabricante en el rango 1≤ε≤43 (Fig. 2e). El glicerol distorsiona la respuesta general de este sensor, lo que repercute en los indicadores de ajuste (*Ceff*=-2,486; *RMSE*=24,2; *Ceff**=0,760; *RMSE**=11,2). Por último, los sensores de capacitancia (EC-5, EC-10, EC-20 y ECHO-TE) muestran en general un comportamiento similar al resto de sensores, exceptuando la sonda ECHO-TE, cuya respuesta con la ecuación propuesta por el fabricante se desvía de la línea 1:1 (*Ceff**=0,700; *RMSE**=12,2) para valores de ε superiores al rango para el que fue obtenida (ε>20). Es por ello que se propone una ecuación de calibración alternativa válida en el rango de permitividad 1<ε≤68 (*Ceff*=0,899; *RMSE*=7,1) (Fig. 2f). Las sondas EC-5, EC-10 y EC-20 muestran un comportamiento similar (Fig. 2g-i).

3.3. Respuesta de los sensores EM en medios No Relajantes-Conductores (NR-C)

Para estudiar el efecto que produce σ sobre la lectura de permitividad obtenida con cada sensor EM y las ecuaciones de calibración propuestas en la Tabla 2, se tomó como referencia el valor de ε correspondiente a una disolución acuosa al 60% de 2-isopropoxietanol (ε=40 según Tabla 1 en Jones et al., 2005). La Fig. 3 muestra el resultado de este experimento para cada uno de los sensores EM estudiados. El TDR-Trase no produjo lecturas para σ=4 dS m^{-1} (como consecuencia de una atenuación de la onda TDR que no permite su análisis), aunque para σ≤2 dS m^{-1} la respuesta es aceptable (*RMSE*=1,37) mostrando poca afección por la salinidad. La sonda TRIME-P2 exhibe una respuesta relativamente lineal en todo el intervalo de σ estudiado (*RMSE*=8,71). No ocurre así con la sonda TRIME-EZ que muestra una sobrestimación de ε clara con respecto al valor de referencia ε=40, incluso para σ<1 dS m^{-1}, lo que resulta incoherente con el rango aplicable de esta sonda según el fabricante (0≤σ≤10 dS m^{-1}). Al ser esta desviación de tipo lineal, sería sencillo la corrección de las lecturas de ε con la TRIME-EZ en medios salinos para incluir el efecto de σ sobre ε.

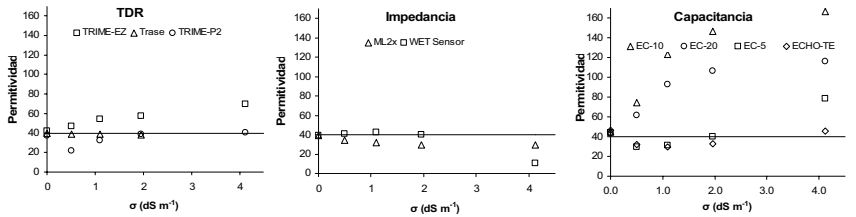


Figura 3. Respuesta de los sensores EM en medios salinos (NR-C).

En el caso de los sensores de impedancia, ambos se vieron afectados por valores altos de salinidad, alrededor de σ=4 dS m^{-1} (*RMSE*=13,02 para el WET Sensor y *RMSE*=7,94 para la sonda ML2x). Por debajo de σ≤2 dS m^{-1} las medidas con el WET Sensor se mantienen relativamente constantes. Sin embargo la sonda ML2x se ve afectada por la salinidad en todo el rango de σ. Por último, los sensores de capacitancia, muestran disparidad en su comportamiento. Las sondas EC-10 (*RMSE*=84,30) y EC-20 (*RMSE*=52,09) se vieron muy afectadas por σ. Este hecho es previsible, dado que dichos sensores EM trabajan a frecuencias f_e bajas, del orden de 10 MHz, donde la ε se ve muy afectada por f_e. No obstante, estos sensores presentan una respuesta monotónica frente a σ lo que en principio permitiría una corrección sencilla del efecto de la salinidad sobre la lectura de la EC-10 y EC-20. Por el contrario los sensores ECHO-TE (*RMSE*=7,61) y EC-5 (*RMSE*=18,29), que trabajan a f_e=70 MHz, se ven menos afectados por la salinidad para σ≤ 2 dS m^{-1}, aunque sobreestiman ε para σ=4 dS m^{-1}.

4. CONCLUSIONES

Siguiendo la metodología propuesta por Jones et al. (2005), se evaluó la respuesta dieléctrica de nueve sensores

EM en líquidos estándar que simulan determinadas características o condiciones de un suelo tales como superficie específica (textura), salinidad y nivel de saturación. Se derivaron ecuaciones de calibración para cada uno de los sensores EM que permiten establecer relaciones entre permitividad ($1 \leq \varepsilon \leq 68$) y la señal del sensor en un medio NR-NC y se compararon con las propuestas por el fabricante u otros autores previos. Dichas ecuaciones se obtuvieron en condiciones reproducibles y mismo rango de permitividad para todos los sensores EM, lo que facilita que sus respuestas sean comparables. En general, todos los sensores estudiados se comportaron correctamente en condiciones equivalentes a las de un suelo no salino con textura arenosa, es decir en un medio NR-NC. Dado que los nueve sensores estudiados son fiables en todo el rango de humedad, su idoneidad para una aplicación concreta debe decidirse en función de otros criterios particulares: volumen explorado, robustez de las sondas, posibilidad de automatización de las lecturas, versatilidad del registro de la señal, coste, etc. Cuando se manifiestan condiciones de relajación en el medio, tales como las que podrían aparecer en suelos arcillosos, los sensores que trabajan a frecuencias $f_e \leq 20$ MHz (WET Sensor y sondas de capacitancia EC-10 y EC-20) exhiben un mejor comportamiento que el resto de sensores EM. Como contrapunto, son precisamente las sondas EC-10 y EC-20, con frecuencias $f_e \approx 10$ MHz, las que se muestran más afectadas por la salinidad en un medio NR-C, sobreestimando ε incluso para salinidades bajas $\sigma \leq 0{,}5$ dS m^{-1}. La posibilidad de corrección de la señal teniendo en cuenta σ es, sin embargo, una opción potencial que debe ser explorada. Para conductividades eléctricas $\sigma \leq 2$ dS m^{-1}, sólo el TDR-Trase (f_e=2-3 GHz) y el WET Sensor (f_e=20 MHz) muestran un comportamiento aceptable. Ninguno de los sensores estudiados es fiable en todo el intervalo de conductividad investigado $0 \leq \sigma \leq 4$ dS m^{-1}. Desde un punto de vista práctico y dado su buen comportamiento en el rango de permitividad $1 < \varepsilon \leq 68$, tanto en medios NR-NC como R-NC, bajo coste, posibilidad de registro y automatización de lecturas con registradores económicos, las sondas de capacitancia EC resultan un candidato óptimo a considerar en estudios de la ZNS y control del riego. Contando con lecturas de apoyo de la conductividad eléctrica de la solución del suelo y la correspondiente corrección de $\varepsilon = f(\sigma)$, las sondas EC-10 y EC-20 podrían resultar también útiles en suelos y sustratos con salinidad moderada/alta.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación RTA2005-205. A. Ritter agradece la cofinanciación procedente del Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Blonquist, J.M. Jr., S.B. Jones y D.A. Robinson, 2005. Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: Part2. Evaluation of seven sensing systems. *Vadose Zone J. 4*, 1059-1069.

Campbell, J.E., 1990. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. *Soil Sci. Soc. Am. J. 54*, 332-341.

Campbell, J.E., 2002. Salinity effects in capacitive soil moisture measurement. 12 p. *En* I.C. Paltineau (ed.) *Transactions first international symposium on soil water measurement using capacitance and impedance*, volume 1. Baltimore, EEUU.

Decagon Devices Inc., 2006a. ECH2O Soil moisture sensor operator's manual version 5. Decagon Devices Inc., Pullman, EEUU.

Decagon Devices Inc., 2006b. ECH2O TE. Water content, EC and temperature sensor operator's manual version 2. Decagon Devices Inc., Pullman, EEUU.

Delta-T Devices Ltd., 1999. Theta probe soil moisture sensor. User manual ML2x-UM-1.21. Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Reino Unido.

Jones, S.B., J.M. Blonquist Jr., D.A. Robinson, V.P. Rasmussen y D. Or, 2005. Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: Part1. Methodology. *Vadose Zone J. 4*, 1048-1058.

Kelleners, T.J., D.A. Robinson, P.J. Shouse, J.E. Ayars y T.H. Skaggs, 2005. Frequency dependence of the complex permittivity and its impact on dielectric sensor calibration in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J. 69*, 67-76.

Regalado, C.M., A. Ritter y R. Becker, 2006. Comments on "Monitoring soil water content profiles with a commercial TDR system: Comparative field tests and laboratory calibration". *Vadose Zone J. 5*, 1067-1068.

Robinson, D.A., S.B. Jones, J.M. Wraith, D. Or y S.P. Friedman, 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal 2*, 444–475.

Seyfried, M.S. y M.D. Murdock, 2004. Measurement of soil water content with a 50-MHz soil dielectric sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J. 68*, 394-403.

Stacheder, M., 1996. Die Time Domain Reflectometry in der Geotechnik. Messung von Wassergehalt, elektrischer Leitfähigkeit und Stofftransport. Tesis Docotoral Schriftenreihe angewandte Geologie, Karlsruhe, Alemania.

Soil Moisture Equipment Corp., 2000. Trase System I 6050X1 operating instructions. Soil Moisture, Santa Bárbara, EEUU.

Topp, G.C., J.L. Davis y A.P. Annan, 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res. 16*, 574-582.

A NEW ANALYTICAL LABORATORY PROCEDURE FOR DETERMINING THE THERMAL PROPERTIES IN POROUS MEDIA, BASED ON THE AMERICAN STANDARD D 5334-05

Carles M. Rubio[1,2]*, Douglas R. Cobos[3], Ramon Josa[1] y Francesc Ferrer[2]

1: Departamento de Ingenieria Agroalimentaria y Biotecnología
Universidad Politécnica de Catalunya
Av. Canal Olímpic 15, 08860 Castelldefels
e-mail: carles.rubio@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu
e-mail: carles@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com
e-mail: ramon.josa@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu

2: Departamento de Biofísica Ambiental y Suelos
Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting
Ferran Catòlic 3, 25200 Cervera
e-mail:francesc@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com

3: Decagon Devices, Inc.
2365 NE Hopkins Court, (WA, USA)
e-mail: doug@decagon.com, web: http://www.decagon.com

Palabras clave: thermal conductivity, thermal diffusivity, volumetric heat capacity, water content, volume of air

RESUMEN. *Actualmente, tres son las variables medidas para la caracterización de las propiedades térmicas en medios porosos y rocas blandas: la capacidad de calor específico, la conductividad térmica y/o su opuesto la resistividad, y la difusividad térmica. Recientemente, Decagon Devices Inc. ha desarrollado el lector KD2-Pro que permite registrar más de 4000 datos térmicos y, a su a vez, ha mejorado el diseño de sensores para este uso específico, como por ejemplo el sensor de aguja simple y/o el sensor de doble aguja, que utilizan el método del pulso térmico en las determinaciones de éstas propiedades. Sin embargo, para obtener la fiabilidad deseada en los datos medidos, el método debe ser normalizado según las indicaciones de los estándares actuales (ASTM D 5334-05). Este trabajo presenta el primer estadio hacia el desarrollo de una metodología de laboratorio y campo que permita obtener fiabilidad, precisión y rapidez en los datos analíticos de propiedades térmicas en diferentes medios porosos.*

ABSTRACT. *Nowadays, three are the variables measured for the characterization of the thermal properties in porous media and soft rocks: the volumetric specific heat, the thermal conductivity and the thermal diffusivity. Recently, Decagon Devices Inc. has developed the meter KD2-Pro. This instrument is a reader-logger which permits storing more than 4000 thermal data. Also, Decagon Devices has improved the design of sensors for this specific use, as is the sensor of simple needle, and the sensor of dual needle, which use the method of the thermal pulse for the determinations of these properties. Nevertheless, to obtain the required reliability in the measurements, this method must be normalized according to the indications of the current standards (ASTM D 5334-08). This work presents the first "stadium" towards the development of a laboratory and field methodology for obtaining reliability, accuracy and rapidity in the analytical data of thermal properties in different porous media.*

1. INTRODUCTION

Typically, three parameters are measured to characterize the thermal properties of any porous media: specific heat capacity, thermal conductivity and thermal diffusivity. Thermal properties are strongly influenced by

physical properties such as bulk density, water content, particle-size distribution, and structural arrangement. Therefore, these factors have to be taken into account when performing measurements at laboratory and field scale. Recently, Decagon Devices Inc. has developed the KD2-Pro meter logger, and two specific sensors: the SH-1 thermal sensor, to measure the thermal properties employing the dual needle heat pulse method (DNHP), and KS-1 thermal sensor that is a single needle employing an infinite line heat source method (ILHS). In order to obtain reliable data, field and laboratory procedures to determine thermal properties with the KD2-Pro need to be normalized, according to existing standards and manufacturer's indications, since soil scientists, engineers and other users are demanding these kind of data for different applications. The present work describes the first step towards the development of a laboratory procedure to obtain reliable, accurate and rapid thermal properties dataset in soils, taking into account the current accepted standard (ASTM D-5334-08).

2. MATERIALS AND METHODS

Samples were obtained from the top soil horizon (0-30 cm) of a plot located at Can Solé Road, located in the Llobregat delta plain (Northeast of Spain).

2.1. Soil properties

To characterize the soil of Can Solé Road, the physical variables, particle size distribution, bulk density, total organic carbon content, calcium carbonate content were measured. In addition, the residual water content (hygroscopic water) was determined. Particle-size distribution was determined using the wetting sieve method for 2000 to 500 μm, and a device by dispersion laser beams (Malvern Mastersizer/E) for particles smaller than 500 μm. Bulk density and total porosity were determined from undisturbed sample volumes. Total carbon content was analyzed by loss on ignition at 900ºC, and inorganic carbon content by loss on ignition at 200ºC, both using a Shimadzu SSM-5000A and solid sample module. These results allowed to calculate both, total organic carbon content and calcium carbonate content. The residual water content was determined by loss in weight after drying the samples at 105ºC during 24h.

Measurements of thermal-hydrodynamic properties were made on soil columns, constructed specifically for this experiment. Several sensors were placed inside of the device, allowing control of moisture content and thermal properties.

To determine the thermal properties, two thermal sensors, one small dual-needle sensor (SH-1) and one single needle sensor (KS-1) (Decagon Devices Inc.) were employed. These kind of sensors use the heat pulse methodology and yield reliable soil thermal diffusivity (**α**) thermal resistivity (**R**) and the inverse thermal conductivity (**λ**) and volumetric specific heat capacity ($\mathbf{C_v}$) estimations, obtained by a non-linear least squares procedure during both processes.

The thermal data were collected using a KD2-Pro reader-logger. To determine the volumetric water content ($\boldsymbol{\theta}$), the soil column was monitored with ECH_2O EC-5 frequency domain probe (Decagon Devices Inc.). A Decagon Devices Em-5b data-logger was required to collect the water content and temperature chamber data.

2.2. Field sampling design

The first step to develop a protocol to measure the thermal properties, begins with the field sampling design, i.e. to choose a representative unit for sampling. Field observations and preliminary prospection must be performed. In this work, disturbed samples from a silty loam soil were taken.

Some considerations must be taken during this stage:

- To verify and prepare the thermal sensor (calibration)
- Definition of the thermal sensor placement
- Position of the needle with respect to surface
- Extraction of the sample
- Determination of bulk density *in situ*

- Determination of water content and thermal properties *in situ*

2.3. Analytical laboratory procedure

This method is applicable for both, unaltered and repacked soil specimens, which are suitable only for isotropic materials. Heterometric materials must be taken into account on repacked soil samples.

After the sample is air dried, it is sieved to 2000 μm and repacked inside the column device to a target bulk density. In this case, the bulk density should be similar to the value measured in the field. If the sample presents large quantity of coarse elements, these must be taken into account as the sample is repacked.

Once the soil sample column is ready the next step will be to place the thermal sensors inside the device. Usually, we recommend inserting more than one KS-1 or SH-1 thermal sensor for each device. The experience indicated that few measurements are required to obtain reliable results, and to analyze and to evaluate the uncertainty of the measurements.

To wet the sample, we use two different techniques; (i) dynamic technique: Thermal properties and water content measurements are taken as water rises by capillarity from the bottom of the column; and (ii) static technique: measurements are taken after water has been added to the soil, mixed thoroughly and repacked.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Soil properties

The studied soil from Can Solé Road was classified as silt loam textural class (USDA, 1975), with a particle size distribution for silt content, always, higher than 60%, mean sand content about 34%, and mean clay content about 4%. Mean bulk density is 1.47 $g \cdot cm^{-3}$ and total porosity 45%. Mean total organic carbon content was about 3.1%, mean calcium carbonate content was 40.3%.

3.2. Thermal properties and hydrodynamics of the soil

Fig. 1, shows the comparison for different positions of the thermal sensor and different wetting processes, as well, to determine the thermal resistivity. For this example, we have chosen the inverse thermal conductivity variable just that is a most frequently thermal property used in many experiences, as are civil engineering, basic thermal science, among other. In this experiment the thermal sensor was the KS-1 single needle.

The influence of water content in the thermal resistivity is observed when using either one of the two methods (static and dynamic) and two different sensor placements. The thermal resistivity obtained with the dynamic wetting technique always presented higher R values than obtained by static technique. The effect of the position of the sensor inside the soil sample (perpendicular or parallel to sample surface) did not present significant differences between both positions respect to the thermal resistivity values. In spite of this, minimal differences could be observed among the measurements. The data obtained with the perpendicular sensor showed large thermal resistivity values when the sample was air dried. However, the thermal resistivity values were lower than the data obtained with the parallel sensor when the water content was close to saturation. Therefore, for a silt loam soil, the thermal resistivity (R) showed a gradual decrease insofar water content increased (Singh and Devid, 2000), presenting a strong reaction when soil moisture was higher than 10% $vol \cdot vol^{-1}$ for the static technique, and close to 20% $vol \cdot vol^{-1}$ for the dynamic technique. Even thought, we suspect a discrete wetting front occurred with the dynamic method. Therefore, greatest decrease in R became during the wetting processes range, assuming a constant slope (Nakshabandi and Kohnke, 1964; Bristow, 1998). Similar results were showed by Al Nakshabandi and Kohnke (1964) with the same type of soil textural class.

Often, a common approach to present soil thermal properties has been to plot these properties as a function of water content. But less commonly, thermal properties have been plotted as a function of volume fraction of air (Φ, $m^3 \cdot m^{-3}$) (Ochsner et al., 2001). Fig. 2, shows the relationship between λ, α and Cv *vs* Φ. Volume fraction of air was calculated once water content and particle density was known, since the sum of the volume fraction is 1. The thermal conductivity data in Fig. 2 shows that the variation in λ can be explained by the variation in Φ

between the measurements. On the whole, the increase of Φ was related linearly to the decrease of the thermal properties, except for α values, which did not present a linear dependence with the volume fraction of air values. The relationship between λ, Cv and Φ was stronger (r = 0.98, Fig. 2) than the relationship between α and Φ (r= 0.95, Fig. 2). Therefore, volume fraction of air exerts a limiting effect on thermal conductivity (Ochsner et al., 2001) and volumetric heat capacity in these measure conditions for silt loam soil.

Also, the variations in the volume of the air fraction explained much of the variation in thermal diffusivity data rather than other variables, just that in driest measurements for this soil the relationship was not typically linear.

4. CONCLUSIONS

Sampling is a crucial stage in the evaluation of soil thermal properties, and a correct decision must be taken following a validated procedure. This fact is especially important to obtain reliable results and a lower uncertainty of the registered data.

Preliminary results showed that the new procedure was suitable for all cases, though the soil properties measured *in situ* were not relevant for the studied case. Only, the different characteristics of each porous media must be taken into account. The method also can be used in cases where the structure of the porous media is relevant to evaluate the hydrodynamic properties.

On the other hand, the special design of the column device was highly effective. The experiment showed several interesting features. Thermal properties showed an acceptable relationship with water content. Also, these measurements could be described as a decreasing linear function of the air-filled porosity.

The dynamic method is able to use whether the measuring interval time is shorter, which it is strongly not recommended, just that it is not possible to reach a system equilibrium.

In spite of this, it would be convenient to continue the investigations of the soil thermal behavior, studying more variables, which can be especially sensitive.

Acknowledgements. This work was funded by the project HYDRUS-LAB (PTQ05-02-03451) from Ministerio de Ciencia e Innovación while carrying out this research. This research was funded by the Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting, Department of Research and Development. We thank the Ministerio de Ciencia e Innovación for the Torres Quevedo award to Dr. C. M. Rubio. Also we thank to Dr. G. S. Campbell and Dr. C. S. Campbell, both from Decagon Devices, Inc. for their help and for fruitful discussions.

REFERENCES

ASTM Standards, 2008. Standard Test Method for determination of thermal conductivity of soil and soft rock by thermal needle probe procedure D-5334-08.

Al Nakshabandi G. and H. Kohnke, 1965. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. *Agricultural Meteorology*, 2, 271-279.

Bristow K.L., 1998. Measurement of thermal properties and water content of unsaturated sandy soil using dual-probe heat-pulse probes. *Agric. Forest. Meteorol*., 89, 75–84.

Ochsner T.E., R. Horton and T. Ren, 2001. A new perspective on soil thermal properties. *Soil Sci. Soc. Am. J*., 65, 1641-1647.

Singh D.N. and K. Devid, 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal and Fluid Sci.*, 22, 133-143.

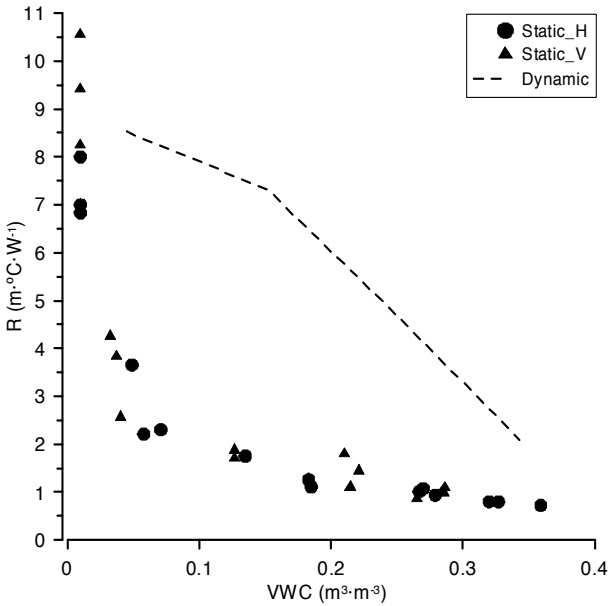


Figure 1. Comparing different wetting processes to determine the thermal resisitivity (R) as a function of volumetric water content (VWC) for a silt loam soil. H: parallel to surface; V: perpendicular to surface

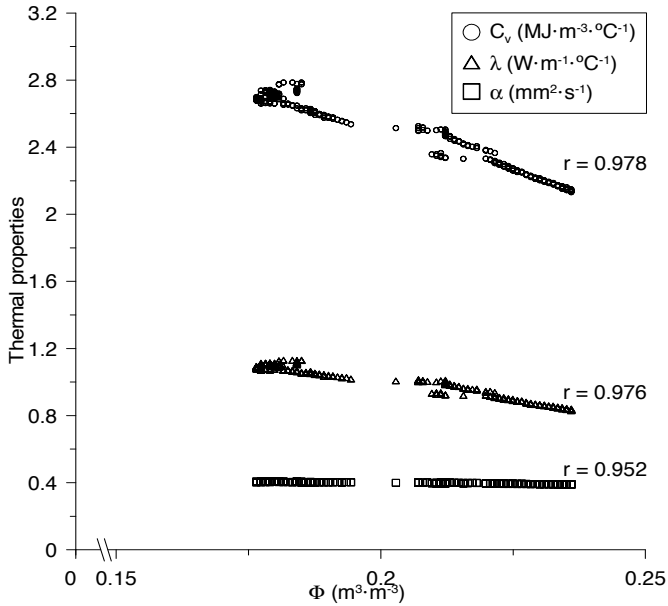


Figure 2. Thermal conductivity (λ), volumetric heat capacity (C_v), and thermal diffusivity (α) versus volume fraction of air (Φ) for the studied soil. R indicates the coefficient of correlation between Φ and thermal properties data-set.

DETERMINACIÓN DE LA RESISTIVIDAD TÉRMICA EN FUNCIÓN DE LA HUMEDAD PRECEDENTE PARA UN SUELO FRANCO LIMOSO CON DIFERENTES PORCENTAJES DE GRAVAS

Carles M. Rubio[1,2]*, Ramon Josa[1] Douglas R. Cobos[3] y Francesc Ferrer[2]

1: Departamento de Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología
Universidad Politécnica de Catalunya
Av. Canal Olímpic 15, 08860 Castelldefels
e-mail: carles.rubio@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu
e-mail: carles@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com
e-mail: ramon.josa@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu

2: Departamento de Biofísica Ambiental y Suelos
Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting
Ferran Catòlic 3, 25200 Cervera
e-mail:francesc@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com

3: Decagon Devices, Inc.
2365 NE Hopkins Court, (WA, USA)
e-mail: doug@decagon.com, web: http://www.decagon.com

Palabras clave: propiedades térmicas, KD2-Pro, contenido hídrico, KS-1, estándar ASTM D 5334-05

RESUMEN. *Este trabajo presenta el estudio y relación entre la dinámica térmica e hídrica para un suelo franco limoso bajo condiciones controladas de laboratorio. Las muestras se obtuvieron del Camí de Can Solé (NE de España). La propiedades térmicas se determinaron con un sensor térmico de aguja simple, el cual utiliza el método del pulso de calor. El experimento se realizó en columnas de suelo monitorizadas con el objeto de determinar el contenido hídrico y propiedades térmicas con un registro en continuo. A las muestras de suelo se le añadieron diferentes porcentajes de gravas para observar la variación de las propiedades térmicas en función de los elementos gruesos. El estudio de la variabilidad de los datos térmicos e hídricos para este tipo de suelos ha mostrado que las variaciones más acusadas se observan para los porcentajes de 10% y 50% de elementos gruesos, teniendo especial relevancia la posición del sensor térmico en la muestra. Las mínimas divergencias en los resultados se obtuvieron para los contenidos hídricos más elevados.*

ABSTRACT. *This work presents the study of the relationship between the thermal and water dynamics for silt loam soils under laboratory conditions. The samples were obtained from Camí de Can Solé (NE of Spain). The determination of the thermal properties was performed with a thermal sensor of single needle, which uses the infinite line heat source method. The experiments were carried out on monitorized soil columns where their water content and thermal properties were continuously recorded. Different percentages of gravels were added to the soil samples. The variability of the information gathered depending on the coarse fragments was observed. The variability of the thermal and water content data has involved a better understanding about thermal dynamic's.*

1. INTRODUCCIÓN

Por convenio, la nomenclatura "elemento grueso", en un suelo, hace referencia a toda partícula que no es capaz de atravesar un tamiz con un diámetro de luz de 2000 µm. Es usual, que debido a las condiciones de formación de un suelo encontremos una relativa abundancia de materiales gruesos en el perfil. En la literatura podemos

encontrar estudios referidos a la importancia de los efectos que comportan estos elementos sobre las propiedades térmicas de los suelos (Elbersen, 1982; Villani y Wright, 1990). En algunos de ellos podemos encontrar referencias cuantitativas en relación a la masa, tamaño y profundidad de estos materiales (García-Rodríguez, 1985), o bien información sobre los efectos que pueden producir, por ejemplo, sobre la porosidad del suelo (Flint y Childs, 1984; Espeby, 1989).

En investigaciones anteriores sobre la dinámica de las propiedades térmicas e hídricas en medios porosos con elevados contenidos en elementos gruesos, se ha observado que éstos causan heterogeneidad y anisotropía en el medio (Ingelmo et al., 1994). Suelos con porcentajes elevados de éstos fragmentos presentan, además, problemas en el diseño experimental. Estos problemas radican, principalmente, en las dificultades que comportan la instalación de los diferentes sensores y dispositivos cuando se intenta monitorizar este tipo de escenarios, para realizar un muestreo suficientemente representativo sin alterar la estructura edáfica.

Beven y Germann (1982) sugieren que la formación de la macroporosidad en los suelos es una consecuencia directa de los procesos físicos, químicos, y de cambios eco-edafológicos en las áreas de contacto entre la matriz edáfica y los materiales gruesos. Así, esta macroporosidad intrínseca adquiere especial relevancia, ya que afectará tanto la fase líquida como la gaseosa del medio (Bouma, 1983; White, 1985), y por tanto, a las propiedades térmicas del suelo. Otro aspecto a tener en cuenta es el control que ejercerán estos flujos, especialmente sobre el desarrollo del aparato radicular de la cubierta vegetal (Dexter, 1986).

El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos en la relación entre las propiedades térmicas (resistividad térmica en particular) e hídricas de un suelo franco limoso.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras de suelo se obtuvieron de unas parcelas agrícolas en que habitualmente se realizan cultivos de *Cynara scolimus*, y están situadas en la plana deltáica del río Llobregat (NE de España). Se realizaron muestras compuestas con suelo obtenido desde superficie hasta los 30 cm de profundidad.

Para la caracterización física y química del suelo se han determinado las variables densidad aparente, contenido en carbono orgánico, contenido en carbonato cálcico, contenido en agua higroscópica, y la granulometría de la muestra, que determinará la clase textural.

La determinación de las propiedades hidrodinámicas y térmicas se ha realizado utilizando un dispositivo de columna de suelo de volumen conocido, siguiendo la pauta establecida por el estándar ASTM D 5334-05. Se construyeron muestras sintéticas con diferentes porcentajes de elementos gruesos, gravas de 2-4 mm y gravas de 4-8 mm, distribuidas en 25% y 75% kg-gravas·kg-suelo^{-1} seco al aire, respectivamente. Una vez obtenidas, se recompactaron en el dispositivo de columna.

Para la determinación de las propiedades térmicas se utilizaron sensores tipo KS-1 de aguja simple (Decagon Devices), y un lector-logger KD2-Pro, con posibilidad de obtener un registro en continuo. Para la calibración de los sensores térmicos se utilizó un componente con base de glicerol suministrado por el fabricante.

La determinación del contenido hídrico se obtuvo a partir de sondas de reflectometría en el dominio de la frecuencia (FDR) ECHO_2 EC-5 conectadas a un data-logger Em-5b (Decagon Devices).

Ambos sensores (térmico e hídrico) se colocaron verticalmente (perpendicular a la superficie de la muestra), lo que permitió, observar el comportamiento térmico e hídrico integrado en profundidad, y por tanto, obtener un conjunto de datos de la dinámica térmica e hídrica con una profundidad de 6 cm y 5 cm, respectivamente.

Según la densidad aparente objetivo de la muestra, y el contenido volumétrico de agua que presentan estos suelos para un potencial mátrico cercano a la capacidad de campo (-33 kPa), se calculó la dosis de aporte hídrico suficiente para mantener la muestra a la mitad de este valor, alrededor de 0.150 $m^3 \cdot m^{-3}$. La muestra se humectó antes de ser recompactada en la columna. El contenido hídrico se redistribuyó con la finalidad de lograr la máxima homogeneidad hídrica de la muestra. Posteriormente, se recompactó en el dispositivo de columna hasta llegar a la densidad aparente objetivo.

Una vez la muestra sintética estuvo recompactada y los diferentes sensores y sondas colocados, se dejaron un mínimo de 15 minutos para que el sistema llegara a una condición de equilibrio. Para ello, se utilizó una cámara isoterma con la finalidad de lograr la mínima deriva térmica, tanto ambiental como la intrínseca a la propia muestra. Los datos térmicos del interior de la cámara fueron recogidos utilizando una sonda ECT (Decagon

Devices) conectada al mismo datalogger que se utilizó para la monitorización de los contenidos hídricos. El intervalo de lecturas, en todos los casos, se determinó en un mínimo de 15 minutos entre cada una. El método utilizado para la determinación de las propiedades térmicas en general, y de la resistividad térmica en particular, se conoce como Infinite Line Heat Source (ILHS). Funciona aplicando una fuente de calor que es generada por un calentador inserto en el propio sensor, y por tanto, es necesario de un tiempo mínimo para que la muestra, una vez suministrado el pulso de calor, pueda volver a sus condiciones iniciales.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los suelos estudiados fueron clasificados como de textura franco limosa (según USDA). La distribución granulométrica mostró que, para la fracción limo el contenido siempre fue superior al 60%, el contenido promedio de la fracción arena fue alrededor del 34%, mientras que la fracción arcilla presentó valores promedio de alrededor del 4%. La densidad aparente promedio es de 1.47 $g \cdot cm^{-3}$. El contenido en carbono orgánico total fue de alrededor del 3.1%, mientras que el contenido medio de carbonato de calcio fue en el 40.3%.

La Figura 1, muestra los valores de resistividad térmica obtenidos para un suelo franco limoso al que se le han añadido diferentes contenidos de gravas. El hecho de escoger la propiedad resistividad térmica radica en su "habitual" utilización en diversas disciplinas, desde aplicaciones en ingeniería civil hasta experimentos de transferencia térmica en suelos que presentan "*permafrost*".

En general, los valores obtenidos están dentro del rango de los obtenidos por otros autores, como por ejemplo Al Nakshabandi and Kohnke (1964) para el mismo tipo de clase textural. En detalle, para un mismo contenido hídrico (alrededor de la mitad del valor promedio para capacidad de campo), estos suelos presentan divergencias en los valores de resistividad térmica cuando el porcentaje de gravas es de alrededor del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$. La determinación para el mismo suelo sin gravas presentó un valor promedio cercano a 1.7 $m \cdot K \cdot W^{-1}$. A medida que los contenidos en gravas aumentaron, los valores de resistividad térmica fueron aumentando, presentado un máximo de R (3.1 $m \cdot K \cdot W^{-1}$) para un contenido en gravas del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, donde, y partir de éste se mantuvo un descenso lineal hasta un segundo incremento, que se manifestó cercano al 50% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$ en contenido en gravas. El mínimo valor alcanzado fue de 1.3 $m \cdot K \cdot W^{-1}$, que correspondió a un porcentaje de gravas del 80% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$.

La no linealidad en la curva de resistividad térmica y su relación con los diferentes contenidos en gravas para un suelo franco limoso, podría explicarse atendiendo a las diferentes variables que se interrelacionan en el experimento. Los aumentos en los valores de R cuando el porcentaje de gravas fue del 10% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, se pueden relacionar con un aumento en la porosidad (Johansen, 1975; Vanpelt, 1976; Oschner et al., 2001) debido al incremento de elementos gruesos, así como la colocación del sensor térmico, cuya posición vertical posiblemente elevó la anisotropía del medio, presentando variaciones de esta propiedad térmica según la posición del sensor dentro de la muestra. Las porosidades inferiores al 40% $vol \cdot vol^{-1}$ (fracción de aire) presentan un rol crítico en cuanto a la conductividad térmica, o bien, su inverso, la resistividad térmica (Naidu y Singh, 2004).

Por otro lado, la monitorización de la temperatura de la muestra y de la cámara isoterma (Fig. 1) presentó una oscilación térmica prácticamente imperceptible, del orden de 0.8 ºC, manteniéndose las condiciones de equilibrio termo-hidro-dinámico en el interior del dispositivo de columna de suelo. En diversos estudios (De Vries, 1963; Campbell y Jungbauer, 1994; Campbell y Norman, 1998), se observó que, en un suelo húmedo, entre el 10% y el 20% del calor transferido se realizaba en forma de calor latente a través del medio poroso. Este componente en forma de calor latente está fuertemente influenciado por la temperatura, y aumenta el doble de su valor para cada incremento de temperatura de 10 ºC. Por tanto, en nuestro caso, la variable temperatura produjo mínimos efectos en la resistividad térmica, ya que las variaciones de ésta, tanto en el interior de la muestra como, en la temperatura ambiente fueron inferiores a 1 ºC.

Por el contrario, los valores mínimos que se obtuvieron para R se relacionan con los contenidos de gravas más elevados (80% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$). Este fenómeno podría explicarse en base a la lámina de agua que rodea a los elementos gruesos (Al Nakshabandi and Kohnke, 1964). La fase líquida del medio causaría una lectura de R, por parte del sensor térmico, más cercana a la resistividad térmica del agua ($R_{agua} \cong 1.5\ m \cdot K \cdot W^{-1}$), que a la esperable debida al aumento de la macroporosidad que se produce por el incremento de fragmentos gruesos en la muestra. En este caso, la relación más clara podría deberse a un incremento de la fase gaseosa del suelo

(Koorevaar et al., 1983), que supondría el incremento de los valores obtenidos para la resistividad térmica para este contenido de gravas.

La Figura 2, muestra la relación entre resistividad térmica y el contenido hídrico para un suelo franco limoso con un contenido de gravas de alrededor del 35% $peso_{gravas} \cdot peso^{-1}_{muestra}$, la relación entre la resistividad térmica y el contenido hídrico. En este caso se colocaron dos sensores térmicos KS-1 en el dispositivo de columna. Se optó por diferentes posiciones con respecto a la superficie de la muestra: uno en vertical (perpendicular a la superficie), y otro en horizontal (paralelo a la superficie).

Los resultados indican que, efectivamente, el sensor térmico colocado verticalmente produjo ciertas divergencias al integrar un volumen en profundidad. La monitorización de la muestra indicó que para un mismo contenido hídrico se obtuvieron valores diferentes de resistividad térmica, siendo siempre más elevados para el sensor colocado en posición vertical. Ambos sensores coincidieron para un mismo valor de resistividad térmica cuando el contenido hídrico fue de alrededor del 20% $vol \cdot vol^{-1}$. Las diferencias encontradas podrían explicarse debido a la interacción espacial que existe entre la transferencia de calor, y la humedad de la muestra, siendo los factores de mayor importancia, el grosor y la geometría de la "película" de agua que se forma alrededor de las partículas de suelo, cuando éstas presentaron un contenido hídrico superior a 15% $vol \cdot vol^{-1}$. El sensor colocado en el plano horizontal, obtuvo medidas donde la "película" de agua fue más homogénea, mientras que el sensor colocado en la vertical, distribuyó el pulso de calor por diferentes micro-escenarios, donde se interaccionaban aumentos y disminuciones de la fase líquida a favor de la fase gaseosa del suelo, presentando un aumento del valor de la resistividad térmica.

4. CONCLUSIONES

Los suelos que presentan elevados contenidos en elementos gruesos, presentan, a su vez, variaciones en el comportamiento tanto de sus propiedades hídricas, como de sus propiedades térmicas, ya que, éstas se encuentran íntimamente relacionadas.

Las variaciones más acusadas se observaron cuando los porcentajes de gravas fueron del orden del 10% y 50%.

Por el contrario, para un mismo porcentaje de gravas la dinámica hídrica y térmica de la muestra presentó variaciones debidas a la geometría y grosor de la película de agua que rodea a las partículas de suelo, teniendo una especial relevancia la colocación del sensor en la muestra. Las divergencias en los resultados obtenidos fueron mínimas para contenidos hídricos elevados, y máximas para escenarios que presentaron una humedad inferior a la mitad del valor promedio de la capacidad de campo para este suelo franco limoso.

Agradecimientos. Este trabajo fué financiado por el projecto HYDRUS-LAB (PTQ05-02-03451) del Ministerio de Ciencia e Innovación y por Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting Center. El primer autor disfruta de un contrato postdoctoral Torres Quevedo del Ministerio de Ciencia e Innovación. Los autores agradecen la colaboración al Dr. G. S. Campbell y al Dr. C. S. Campbell, ambos en Decagon Devices, Inc. por sus comentarios y a la Washington State University (Pullman, WA, USA).

REFERENCIAS

Al Nakshabandi G., Kohnke H., 1965. Termal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. Agricultural Meteorology, 2: 271-279.

Beven K., Germann P., 1982. Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res., 18(5): 1311-1325.

Bouma J., 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. Agric. Water Manage., 6: 177-190.

Campbell G. S., Jungbauer Jr. J.D., Bidlake W.R., Hungerford R.D., 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. Soil Sci. 158:307-313.

Campbell G. S., Norman J. M., 1998. An Introduction to Environmental Biophysics, 2nd Ed. Springer Verlag, New York.

DeVries D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (Editor), Physics of plant environment. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, pp. 210-235.

Dexter A., 1986. Model experiments on the behaviour of roots at the interface between a tilled seed-bed and a compacted sub-soil. *Plant Soil*, 95, 135-147.

Elbersen G., 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons; their role in soil and landscape genesis in an area near Merida, Spain. *Agricultural Research Report* 919, ITC, Wageningen, 220 pp.

Espeby B., 1989. Water flow in a forested till slope: Field studies and physically based modelling. Report 1052, Tritakut Series. Department of Land and water Resources. Royal Institute of Technology, Stockholm, 1-33.

Flint, A. y S. Childs, 1984. Physical properties of rock fragments and their effect on available water in skeletal soils. In: D. Kral (Editor), Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments, 13. *Soil Science Society America*, Madison, WI, 91-103.
Garcia-Rodriguez A. (Editor), 1985. Estudio ed~ífico de la provincia de Valladolid: mapa de suelos, escala 1 : 100.000 de la zona situada al sur del rio Duero, 1. *Consejo Superior de lnvestigaciones Cientificas*. Salamanca, 206 pp.
Ingelmo F., S. Cuadrado, A. Ibafiez y J. Hernandez, 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena*, 23, 73-85.
Johansen O., 1975. *Thermal conductivity of soils*, Ph.D. Thesis, Trondheim, Norway.
Koorevaar P., G. Menelik y C. Dirksen, 1983. *Elements of soil physics*. Develop. in soils science 13. Elsevier, New York, 230 p.
Naidu A.D.y D.N. Singh, 2004. A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils. *International Journal of Thermal Sciences* 43, 43–51
Ochsner T.E., Horton R., Ren T., 2001. A new perspective on soil thermal properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1641-1647.
Singh D.N. y K. Devid, 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal Fluid Sci.*, 22, 133-143.
Vanpelt D.J., 1976.*Thermal conductivity measurements of crushed stone and gravel aggregate*, CRREL Technical Note, Unpublished.
Villani M. y R. Wright, 1990. Environmental influences on soil macroarthropod behaviour in agricultural systems. *Annu. Rev. Enthomol*., 35, 249-269.
White R., 1985. The influence of macropores on the transport of disolved and suspended matter through soil. *Adv. Soil Sci*., 3, 89-120.

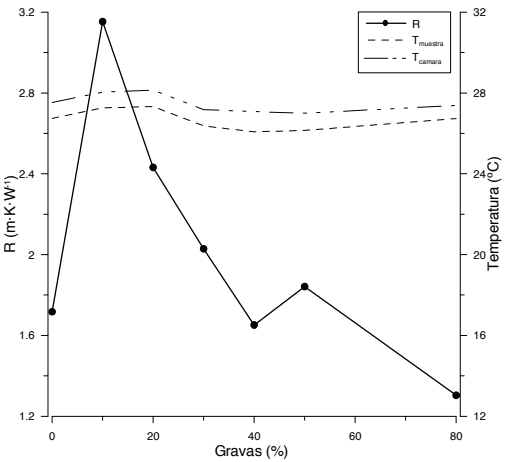


Figura 1. Relación entre la variable resistividad térmica (R) y diferentes contenidos en gravas para un suelo franco limoso. $T_{muestra}$ = temperatura en el interior de la muestra; $T_{cámara}$ = temperatura en el interior de la cámara isoterma.

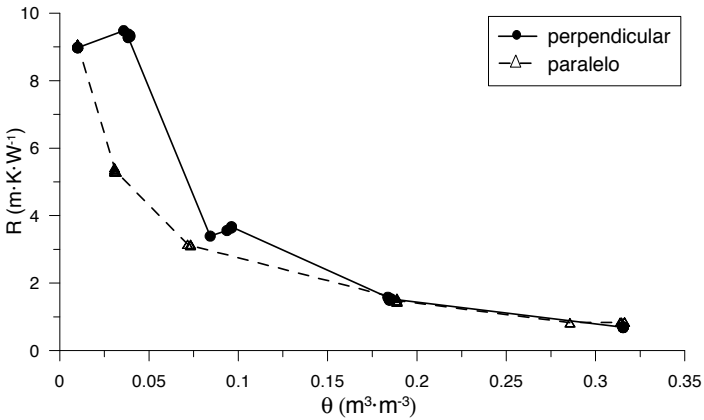


Figura 2. Relación entre la resistividad térmica de un suelo franco limoso y el contenido volumétrico de agua, con inserción del sensor en vertical (posición perpendicular a la superficie de la muestra), y en horizontal (posición paralelo a la superficie de la muestra).

IMPORTANCIA DE LA CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO PARA EL ANÁLISIS DEL DESENCADENAMIENTO DE CORRIENTES HIPERCONCENTRADAS: VENERO CLARO (SIERRA DE GREDOS)

Virginia Ruiz Villanueva[1], José Mª Bodoque del Pozo[2], Andrés Díez Herrero[1], Paloma Fernández García[3] y Carlos M. Calvo Martínez[4]

1: Instituto Geológico y Minero de España, Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos. C/ Ríos Rosas, 23, 28003, Madrid.
2: Universidad de Castilla-La Mancha
3: Universidad Complutense de Madrid
4: Geofísica Consultores

Palabras clave: lluvia umbral, TDR, conductividad hidráulica, tomografía sísmica de refracción, transmisividad.

RESUMEN. *El 17 de diciembre de 1997 en el paraje conocido como Venero Claro (Sierra del Valle, Sistema Central, Ávila), tuvo lugar un evento de tipo torrencial (avenida de derrubios) desencadenado tras episodios de lluvias extremas, y favorecido por deslizamientos superficiales que afectaron a la zona no saturada del suelo. El conocimiento del comportamiento de esta zona de suelo ante eventos extremos de lluvia reviste gran importancia para el estudio de la génesis de estos procesos. Con el fin de calcular la precipitación umbral desencadenante, se implementó un modelo geomecánico de ladera infinita y un modelo hidrogeomorfológico. Estos modelos tienen en cuenta parámetros hidrológicos, geomorfológicos, morfométricos y geotécnicos. Para su caracterización se realizó una evaluación de detalle de la zona no saturada, que consistió en el análisis de la variabilidad espacial de su espesor, la variabilidad espacio temporal de su humedad y diferentes parámetros geomecánicos.*

ABSTRACT. *On December 17th of 1997, a debris flood took place in Venero Claro (Gredos Mountain Range, Spanish Central System), which generated local infrastructure damages. The aim of this study is to calculate the critical rainfall that caused the abovementioned event. To carry out this investigation, a physically based model consisting of combining a hillslope stability model with a hydrologic model has been used. It combines steady-state hydrological concepts with an infinite slope stability approach. This model works with the following parameters: morphometric parameters of the catchment, thickness and transmissivity of the soil mantle an, key geotechnical parameters such as moisture, porosity, specific weight, granulometry, cohesion, and angle of internal friction (obtained from geotechnical testing).*

1. INTRODUCCIÓN

Los eventos de tipo torrencial, como flujos hiperconcentrados y corrientes de derrubios, pueden tener lugar en cuencas de los principales sistemas montañosos peninsulares e insulares. A pesar de su elevada peligrosidad tienen un grado de exposición y vulnerabilidad bajo, ya que suelen desencadenarse en cuencas de alta y media montaña, que con frecuencia están escasamente pobladas y antropizadas. Como resultado, salvo excepciones, siempre asociadas a errores o imprevisiones durante el proceso de planificación, estas áreas se categorizan con riesgo bajo.

Sin embargo, cuando las cercanías del cauce y/o la zona de confluencia están habitadas o atravesadas por infraestructuras pueden desencadenarse catástrofes e importantes pérdidas económicas; como el evento que desencadenó el flujo hiperconcentrado acontecido en el arroyo Cabrera (Navaluenga, Ávila) en la madrugada del

18 de diciembre de1997 y en el que se centra este trabajo de investigación.

El análisis de la dinámica torrencial en cuencas de alta y media montaña, requiere de la caracterización previa bajo distintos prismas de los eventos de avenida que pueden tener lugar. La configuración morfométrica que con frecuencia presentan estas cuencas (Díez-Herrero, 2001) determina el desarrollo de avenidas relámpago. Por otro lado, las elevadas pendientes existentes en las cabeceras de los canales, puede determinar la ocurrencia de distintos procesos de inestabilidad en las laderas. Como resultado, las avenidas que tienen lugar en estas cuencas son susceptibles de propagarse con un volumen significativamente aumentado de carga sólida.

Estos procesos suelen desencadenarse tras eventos importantes de precipitación. Cuando las precipitaciones son tan intensas que generan un aumento en la presión intersticial por la infiltración rápida del agua de lluvia se pueden desencadenar movimientos superficiales, como deslizamientos y flujos que afectan a la zona no saturada del suelo (en este caso formada por los materiales de alteración y bloques del granito subyacente). Las propiedades resistentes o geomecánicas controlan la resistencia al corte de los materiales y su rotura. Un deslizamiento causado por un evento de lluvia intenso se produce por una reducción de la resistencia al corte del material, como consecuencia del aumento progresivo de la presión de poros del material, reduciendo el factor de seguridad hasta alcanzar un valor inferior a 1. Dicho deslizamiento superficial deriva en una avenida de derrubios cuando un material pobremente ordenado se satura en agua y se pone en movimiento ladera abajo.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS

La zona de estudio es la cuenca del arroyo Cabrera en el paraje Venero Claro, afluente del río Alberche por su margen derecha, situada en la Sierra del Valle (estribaciones orientales de la Sierra de Gredos, Sistema Central). Es un canal fluvio-torrencial formado por la confluencia de diversos arroyos (Covachuelas, Arromoro, Peñaltar, Mesillas y El Canchón). Se sitúa en el término municipal de Navaluenga (Ávila). La cuenca de drenaje del arroyo, con una extensión aproximada de 15 km^2, presenta una forma subtriangular, a modo de sector circular con el ápice orientado hacia el noroeste. La longitud del arroyo es de cinco kilómetros y medio, y el desnivel máximo entre el pico de El Mirlo (1923 m) y la desembocadura de arroyo en el río Alberche (735 m) es de 1188 m. La pendiente media del canal principal es 21,6%.

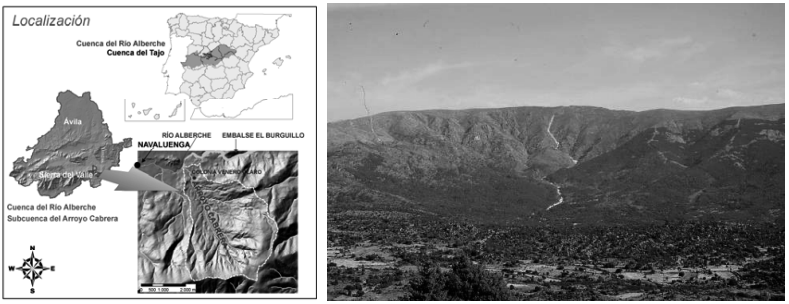


Figura 1: Localización del área de estudio y vista de la cuenca (Díez-Herrero, 2001).

El objetivo general de este trabajo es caracterizar cómo se inició el evento torrencial acontecido en diciembre de 1997 en el arroyo Cabrera. Para ello, se ha llevado a cabo el cálculo de la lluvia crítica o precipitación umbral (valor mínimo que causó la inestabilidad). Este valor se ha obtenido implementando un modelo hidrogeomorfológico con otro de estabilidad de laderas. El mismo, es función de parámetros como las características morfológicas de la cuenca, el tipo de suelo (granulometría, textura y características resistentes), el espesor de éste y su transmisividad.

3. METODOLOGÍA

3.1. Caracterización de la cuenca

La delimitación de la cuenca hidrográfica del Arroyo Cabrera se ha realizado mediante la aplicación HEC-GeoHMS (*Geospatial Hydrologic Modeling Extensión*, USACE, 2003) utilizando como información de entrada el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de tamaño de píxel 5 m de la Junta de Castilla y León. Asimismo, haciendo uso del MDE se ha calculado el área contribuyente al punto de iniciación de la avenida de derrubios, empleando para ello la aplicación Shalstab (Dietrich y Montgomery, 1998). A partir de la misma fuente de información espacial también se estimaron varios parámetros morfométricos característicos de la cuenca tales como altitud, pendientes, orientaciones y curvaturas. Para ello se utilizó la extensión 3D Analyst de ArcGis 9.2.

3.2. Caracterización de la zona no saturada del suelo

3.2.1. Caracterización de la variabilidad espacial del espesor de la zona no saturada

Se ha llevado a cabo mediante tomografía sísmica de refracción. Esta herramienta permite estudiar la propagación de ondas sísmicas generadas artificialmente en el terreno, obteniendo tras su procesado un modelo matemático del terreno con la distribución de capas con una determinada velocidad sísmica, que posteriormente permitirán establecer su correlación con la configuración geológica de la zona estudiada (Reynolds, 1997 y Telford *et al*., 1990). La medida de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a los geófonos proporciona el valor de la velocidad de propagación y espesor de los distintos materiales atravesados. La dromocrona es la función lineal que relaciona el tiempo de llegada de la primera onda con la distancia recorrida. Las características de esta recta, como pendiente y ordenada en el origen son las que definen la velocidad del medio y la profundidad a la que se encuentra la superficie que forma el refractor.

Se realizaron dos perfiles geofísicos (en total 108 m de longitud) con un sismógrafo multicanal fabricado por la empresa alemana DMT, modelo Summit Compact de 24 canales. Los datos (sismogramas) se van recogiendo en un ordenador portátil a través de un *software* específico del fabricante del sismógrafo, mientras que para el procesado de los mismos existen diferentes paquetes de software comerciales. Para el caso que nos ocupa se utilizó *Rayfract*.

El postproceso se realizó analizando los sismogramas, y señalando el punto donde se interpretó que llegó la primera señal, la cual corresponde a un periodo de tiempo determinado y medido en milisegundos. Con este tiempo y conociendo la distancia de cada uno de los geófonos al punto de disparo el programa hace un cálculo del gradiente de velocidad y un modelo inicial que se va modificando según se van añadiendo datos y se realiza la iteración. Se obtuvieron las dromocronas a partir de los puntos observados y los calculados por el programa. Las pendientes se pueden obtener en un programa de cálculo, y los archivos que se generan son exportables a *Surfer* donde se obtiene la representación gráfica de los mismos (modelo inicial, cobertura de rayos y modelo final).

3.2.2. Caracterización de la variabilidad espacial de la humedad de la zona no saturada

Desde septiembre de 2007 se cuenta con un sensor TDR (*Time Domain Reflectometer*) modelo Trime EZ de IMKO, cuya función es registrar datos del contenido volumétrico en humedad del suelo mediante la colocación de tres sondas situadas a distinta profundidad en el perfil del suelo. La técnica TDR utiliza la correlación existente entre el tiempo de tránsito de una onda electromagnética introducida en el suelo, la constante dieléctrica del suelo y el contenido volumétrico en humedad (Martínez y Ceballos, 2001; Da Silva *et al.*, 1998; Dalton, 1992). El paso de la constante dieléctrica a contenido volumétrico en humedad se hace a través de modelos de regresión. El utilizado en este caso es el propuesto por Topp en 1980, cuyas funciones están implementadas en el *software* específico del fabricante.

Se han instalado en la cabecera de la cuenca, en un punto cercano al de iniciación de la avenida de derrubios,

tres sondas a diferente profundidad, de manera que la primera quedó ubicada en suelo edáfico, la tercera próxima a la zona de contacto entre la zona no saturada y el substrato rocoso, mientras que la segunda se ubicó en una posición intermedia.

Siguiendo una metodología análoga a la propuesta por Darcy para el cálculo del flujo saturado y la conductividad hidráulica aplicada a un medio poroso no saturado, se describe la densidad de flujo de agua o velocidad de flujo (Buckingham, 1907), que permite obtener la conductividad hidráulica no saturada a partir de datos de contenido volumétrico en humedad. El cálculo de la conductividad hidráulica saturada, se ha realizado mediante la función propuesta por Campbell (Campbell, 1974; Van Genuchten, 1980), que relaciona ésta con la conductividad no saturada.

Además, se utilizaron los datos recogidos en un pluviómetro, que se ubica en la misma zona, con el fin de establecer una relación de grado de correspondencia entre la variabilidad temporal de la precipitación y los registros de contenido volumétrico de humedad en el suelo. Se trata de un pluviómetro de cazoletas basculantes modelo Hobo *datalogger*. Registra la cantidad de lluvia caída en intervalos mínimos de 0,5 segundos, con una capacidad máxima de 2000 impulsos. Cada impulso corresponde a un golpe de cazoleta que equivale a 0,2 mm de lluvia. Se requiere de un *software* específico para el análisis y procesado posterior, se ha utilizado el programa *Box Car Pro* 4.3. El pluviómetro almacena los eventos (golpe de cazoleta) acumulados en el tiempo, lo cual es equivalente a un pluviograma de lluvia acumulada. El postproceso permite generar gráficamente este pluviograma, permitiendo filtrar los datos para obtener otros gráficos como hietogramas por días, horas o minutos.

3.2.3. Caracterización de las propiedades geomecánicas de la zona no saturada

Para la obtención de las propiedades geomecánicas del manto de alteración se procedió a la toma de muestras en campo. Se tomó una primera muestra inalterada en tres tubos de PVC (7,5 x 33 cm) mediante inca con ayuda de una maza y una segunda muestra alterada (2 kg) en bolsa de plástico. Se realizaron diferentes ensayos geotécnicos con el fin de caracterizar geomecánicamente el suelo.

En primer lugar se llevó a cabo la determinación de la humedad natural mediante secado en estufa y pesado en balanza hasta masa constante.

Se determinó la densidad real de las partículas sólidas mediante picnómetro de helio (Modelo AccuPyc 1330).

Para conocer la proporción de tamaños de grano del material se realiza un análisis granulométrico. A partir de la curva granulométrica se calculan varios parámetros que caracterizan el material, y que se utilizan para clasificar su textura según diversos sistemas (USCS, AASHTO y USDA). La textura del suelo se puede relacionar estadísticamente con un valor de conductividad hidráulica saturada y no saturada (Martín de Santa Olalla *et al*., 2005).

Para obtener los parámetros de resistencia se realizó el ensayo de corte directo obteniendo un valor de cohesión y ángulo de rozamiento interno.

3.3. Estimación de la precipitación umbral que desencadenó el evento torrencial

El análisis de estabilidad de la ladera se llevó a cabo siguiendo el método del equilibrio límite de ladera infinita (Skemtom y Delory, 1957). Si se obvia la cohesión adicional que aportan las raíces al valor intrínseco que este parámetro presenta en el manto de alteración, el factor de seguridad de la ladera viene dado por (Borga *et al.*, 2002):

$$Fs = Cs + \cos 2\theta.(\rho s.g.(z - h) + (\rho s.g - \rho w.g).h).\tan\varphi \ / \ z.\rho s.g.\mathrm{sen}\,\theta.\cos\theta \qquad (1)$$

Cs es el valor de la cohesión del suelo (kg/m^2), θ la pendiente de la ladera (º), ρ_s y ρ_w la densidad aparente del material y del agua (kg/m^3), respectivamente, g es el valor de la gravedad (m/s^2), z es el espesor del manto de alteración (m), h es la superficie de freática respecto al plano de rotura (m), y φ el ángulo de rozamiento interno del material (º).

Para analizar la estabilidad en relación con la precipitación se debe introducir el concepto de lluvia crítica o

precipitación umbral (Montgomery y Dietrich, 1994), que es la mínima lluvia que provocará la inestabilidad. Además el modelo asume que el flujo subsuperficial es equivalente a la dirección de la máxima pendiente. Esto implica que el área contribuyente al flujo en un punto es dado por el área ladera arriba por unidad de contorno (equivalente a la precisión del MDE). Relacionando el espesor del suelo (b en metros) y la pendiente de la ladera se obtiene el espesor en la vertical (h en metros):

$$h = b.\cos\theta \quad (2)$$

De esta forma uniendo ambos modelos se calcula la precipitación umbral (Borga *et al*., 2002):

$$Rc = T.\text{sen}\,\theta / a\,[\,(C/\rho w.g.h.\cos 2\theta.\tan ö) + (\rho s/\rho w + W/\rho w.g.h)\,(1 - \tan\theta/\tan\varphi) \quad (3)$$

4. RESULTADOS

4.1. Caracterización de la cuenca

A partir del análisis espacial en ArcGis se han obtenido los parámetros morfométricos (pendiente, altitud, orientaciones y curvatura), se ha definido la cuenca de drenaje, y se ha determinado el valor de pendiente (26,56º) en el punto de iniciación de la avenida de derrubios, y el área contribuyente a ese punto (143 m^2).

4.2. Caracterización de la zona no saturada del suelo

4.2.1. Caracterización de la variabilidad espacial del espesor de la zona no saturada

Se han obtenido las dromocronas de ambos perfiles, los modelos de cobertura de rayos, los de velocidades de ondas P, representando las isolíneas de velocidad que marcan los límites entre los distintos materiales (Figura 2). Se ha tomado la isolínea de 500 m/s como el límite entre la zona no saturada y la roca adyacente.

El perfil estratigráfico está formado por una base de granito sano y poco fracturado, correspondiente al granito porfídico de dos micas; por encima un nivel de fracturación y alteración. A continuación otros 3 metros aproximadamente de granito muy alterado. A techo, el nivel del manto de alteración o zona no saturada con unos 3 metros de espesor máximo en las zonas de vaguada (*hollows*) y 0,3 m en las zonas más elevadas (*noses*) formado por arenas arcillo-limosas cuarzo feldespáticas, de color beige, con cantos y bloques dispersos. Por encima de este manto de alteración aparece el horizonte A de suelo poco desarrollado.

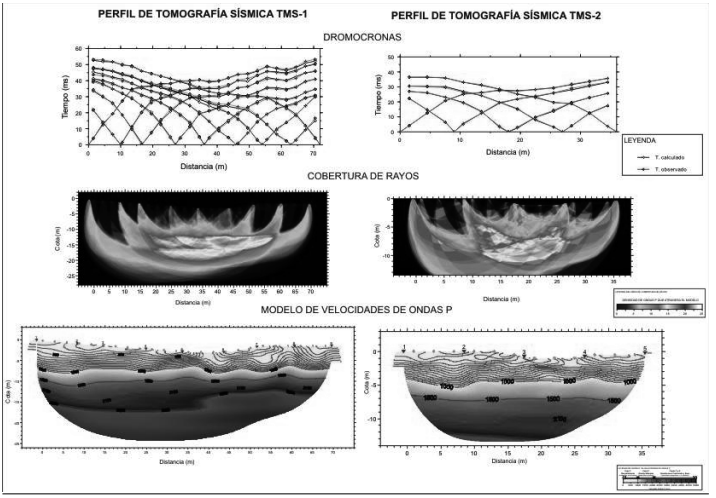


Figura 2: Dromocronas, cobertura de rayos y modelos de velocidades de ondas P de los dos perfiles realizados.

4.2.2. Caracterización de la variabilidad espacial de la humedad de la zona no saturada

A partir de la superposición de la curva de variación de contenido volumétrico en humedad con respecto al tiempo, y el hietograma de precipitación (mm/h) se puede observar una clara correspondencia.

Siguiendo las relaciones establecidas anteriormente, se ha obtenido la conductividad hidráulica saturada (6,07 m/d) a partir del valor medio de la conductividad hidráulica no saturada.

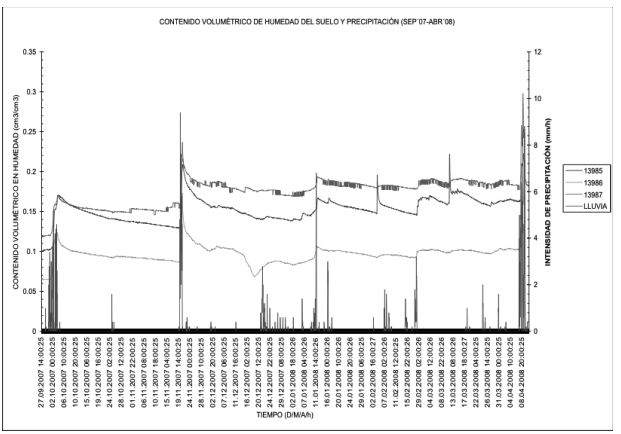


Figura 3: Curva de variación de contenido volumétrico en humedad con respecto al tiempo e hietograma de intensidad de lluvia.

4.2.3. Caracterización de las propiedades geomecánicas de la zona no saturada

Derivados de la curva granulométrica y el análisis por tamizado se han calculado los parámetros que caracterizan el material. Con estos parámetros y según el sistema de clasificación de suelos y, en relación a su textura según la USDA es de tipo Franco-Arenoso. Con esta clasificación se puede relacionar el material con un valor aproximado de conductividad hidráulica no saturada teórico de 2,59 cm/h (Rawls *et al.*, 1982).
El resto de los parámetros se resumen en la Tabla 1.

4.3. Estimación de la precipitación umbral que desencadenó el evento torrencial

Se han calculado todos los parámetros que requiere el modelo (Tabla 1), y se ha podido calcular el valor mínimo que desencadenó el evento de avenida de derrubios el 18 de diciembre de 1997 en Venero Claro 265 mm en 24 horas.

Tabla 1: Parámetros utilizados en el modelo.

Espesor del manto de alteración (z)	3 m
D = z. cos θ	2,63 m
Cohesión (c)	10000 Kg/m^2
Ángulo de rozamiento interno (φ)	28,87º
Conductividad Hidráulica Saturada (Ks)	6,07 m/ día
Conductividad Hidráulica no saturada (K)	3,4 m/día
Transmisividad (T)	18,21 m^2 /día
Área contribuyente (a)	143,4 m^2/m ; a/b = 28,7
Pendiente (θ)	26,56º
Densidad real (ρ_s)	2,68 gr/cm^3
Densidad aparente	1,8 gr/cm^3
Porosidad (η)	40%
Humedad Natural (w)	17%

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De la interpretación de los resultados y la discusión de la validez de los métodos y criterios empleados, podrían hacerse cuatro consideraciones generales:

En lo referente a la interpretación de los perfiles geofísicos, a partir de los modelos de velocidades de ondas P se ha tomado la isolínea de 500 m/s como referencia para delimitar la zona no saturada del suelo, formada por el manto de alteración del granito subyacente. Este valor podría interpretarse como subjetivo o aleatorio, pero se ha adoptado basándose en la experiencia en la interpretación geofísica y en las características de los materiales de la zona analizada.

Del análisis de la curva de variación de contenido volumétrico de humedad del suelo y su relación con las precipitaciones se pueden extraer las siguientes conclusiones: la sonda más superficial (referencia 13986 instalada a 0,44 m), presenta los valores más bajos de contenido volumétrico en humedad; es la que responde antes frente a un aumento de presencia de agua, y la que mayores variaciones tiene, con curvas pronunciadas de aumento de humedad y de descenso por evaporación. Sin embargo, la sonda intermedia (referencia 13987, a 0,74m) es la que presenta los valores más altos de contenido volumétrico en humedad; asimismo, muestra un patrón de pequeñas oscilaciones más marcado que en las curvas de las otras dos sondas. Esto puede explicarse por la presencia de bloques y cantos, cuya mayor porosidad favorece la acumulación de agua, tanto de la infiltración de la lluvia como del flujo subsuperficial canalizado desde aguas arriba y, que con un mayor contenido en arenas y arcillas en el nivel inferior, no llega a infiltrarse totalmente. Mientras que la sonda más profunda (referencia 13985, a 1,21 m) presenta valores de contenido volumétrico en humedad intermedios. Un aumento en la matriz arcillosa y su proximidad al sustrato rocoso impermeable pueden hacer que se invierta el patrón. Los picos más marcados corresponden a eventos de deshielo. La nieve acumulada, sobre todo en la parte alta de la ladera y las cumbres, a medida que se funde, se va infiltrando y formando un mayor flujo subsuperficial, que sí llega al nivel inferior, incluso superando los valores de humedad registrados en la sonda intermedia.

Comparando el valor teórico de conductividad hidráulica no saturada con el calculado a partir de los datos de contenido volumétrico en humedad del suelo, este último es algo más elevado pero aún queda incluido en el rango de valores propuesto por otros autores para un material similar (Rawls *et al.*, 1998).

El valor obtenido para la precipitación umbral (265 mm/d) está en los mismos rangos y órdenes de magnitud que otros calculados en estudios realizados en zonas semejantes (Romana, 1988 y 1991). Podría parecer elevado, pero a partir del análisis estadístico de las precipitaciones registradas en los pluviómetros de la zona (Díez, 2001), en realidad presenta un periodo de retorno inferior a los 100 años.

A modo de conclusión, se confirma la hipótesis de partida, por la cual es necesario hacer una correcta y multidisciplinar caracterización de la zona no saturada del suelo, para conseguir realizar un análisis objetivo de los factores que producen el desencadenamiento de corrientes hiperconcentradas en relación con deslizamientos superficiales de esa zona no saturada.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto Dendro-Avenidas (CYCIT CGL2007-62063) y parte del material utilizado ha sido financiado por los proyectos CYCIT RISGREDOS (REN 2002-0136), GEORIADA, el Laboratorio de Mecánica de suelos del Instituto Geológico y Minero de España y Geofísica Consultores.

REFERENCIAS

Borga M., Fontana G. D., Gregoretti C. y Marchi L, 2002. Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope satability. *Hydrological Processes,* 16, 1833- 2851. Wiley Interscience.

Buckingham, E., 1907. Studies of the movement of soli moisture. *Bull.* 38. *Bur. Of solis*. USDA. Washington D.C.

Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci*. 117:311–314.

Da Silva, F.F.; Wallach, R.; Polak, A.; Chen, Y., 1998. Measuring water content of soil substitutes with Time-domain reflectometry (TDR). J. Amer. *Soc. Hort. Sci*. 123(4): 734-737.

Dalton, F.N., 1992. Development of Time-Domain-Reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice. *Soil Sci. Soc. Am. Special Pub. No. 30*. pp. 143-167.

Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., 1998. SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. National *Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement*. Technical Report.

Díez, A., 2001. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Serie Tesis Doctorales nº 2. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* (Ministerio de Ciencia y Tecnología), Madrid, 587 pp.+ anexo + CD-ROM

Geospatial Hydrologic Modeling Extensión, USACE, 2003

Martín de Santa Olalla F., López Fuster P. y Calera Belmonte A., 2005. Agua y Agronomía. Universidad de Castilla La Mancha. *Ediciones Mundi Prensa.*

Martínez Fernández, J. y Ceballos A., 2001. Diseño y validación de una sonda TDR para la medición de la humedad del suelo. En *Temas de Investigación en zona no saturada* (López, J.J. y Quemada, M., eds.). Universidad Pública de Navarra, 37-43. Pamplona.

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1994. A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding *Water Resources Research*, 30(4):1153-1171.

Rawls, W.J; Brakensiek, D.L y Saxton, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. Trans. ASAE 108: 1316 – 1329.

Reynolds, J. M., 1997. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley and Sons Ltd.

Skempton, A. W., and DeLory, F. A., 1957, Stability of natural slopes inLondon clay, Proc. Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., 4th(2), 378–381.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. Y Keys, D. A., 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press.

Topp G.G.; Davis J.L. y Annan, A.P., 1980 Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial tranmission lines. *Water Resour. Res.* 16: 574 – 582.

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.

CARACTERIZACIÓN DE BALSAS DE SULFUROS EN PERFILES NO SATURADOS

Arantxa Segura[1], Patricia Acero[2], Carlos Ayora[3]

1: Grupo de Hidrología Subterránea
Departamento de Ingeniería del Terreno Cartográfica y Geofísica
Universidad Politécnica de Catalunya
Jordi Girona 1-3, 08034, Barcelona
email: asegura@ija.csic.es web: http://www.h2ogeo.upc.es/

2: Departamento Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza
Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza
email: patriace@unizar.es, web: http://www.unizar.es/

3: Institut de Diagnosi Ambiental i Estudis de l'Aigua, IDAEA
CSIC
Jordi Girona 18, 07034, Barcelona
email: caigeo@idaea.csic.es,

Palabras clave: pyrite tailings, acid mine drainage, reactive transport

RESUMEN: *La oxidación de Pirita es la principal causa de la formación de Drenaje Ácido de Mina. En la Faja Pirítica Ibérica, el cese y abandono de la actividad minera ha dejado toneladas de residuos mineros expuestos a oxidación. Debido a su tamaño de grano microcristalino estas partículas tienen gran reactividad en condiciones óxicas y son por tanto un laboratorio natural para la calibración de modelos de transporte reactivo de la zona no saturada. Este trabajo presenta los datos experimentales de distribución vertical de la composición química de los sólidos, agua capilar y de la fase gas. Su correlación entre sí será útil para calibrar un modelo predictivo que acople flujo multifase y reacciones químicas y revelan una información clave para diseñar sistemas de remediación eficientes.*

ABSTRACT: *Pyrite oxidation is the main cause for Acid Mine Drainage formation. In the Iberian Pyrite Belt, abandoned mining activities let tones of mine wastes exposed to oxidation. Due to their fine texture and the reactivity of pyrite particles under oxic conditions, these materials are a natural laboraty for calibrating reactive transport models in the unsaturated zone. We present experimental data for the chemical composition of the solid, pore water and gas phases. The data compiled will be useful to calibrate a predictive model which couples multiphase flow and chemical reaction, and are key information to design efficient remediation systems.*

1. INTRODUCCIÓN

La meteorización de sulfuros en situaciones climáticas áridas es una de las principales causas de contaminación por drenaje ácido de mina. Este proceso se agrava con aquellos factores que aceleran la oxidación, como la existencia de emplazamientos no saturados donde no hay mecanismos que controlen la libre difusión de oxígeno y la presencia de granos minerales de tamaño micrométrico, que suponen una alta superficie específica que aumenta la velocidad de las reacciones(Blowes y Jambor, 1990). Este es el caso de muchas balsas de lodos mineros y escombreras abandonadas en la Faja Pirítica Ibérica. El sulfuro mayoritario es la pirita, cuya disolución genera altas concentraciones de protones que pasan al agua drenante, promoviendo en muchos casos la movilidad de metales y metaloides altamente tóxicos (Blowes 1990; Parker et al., 1999), que llegan a contaminar la red hídrica. Aún siendo muy importante el Fe (III) como agente oxidante a pH ácidos, el oxígeno disuelto es el reactivo limitante de todas las reacciones de

disolución de pirita y de la oxidación de ión ferroso a férrico. Todo lo anterior indica que el foco más agresivo de generación de AMD se localiza en la zona no saturada de las balsas de lodos piríticos.

Los mecanismos que rigen la evolución de los lodos mineros en las balsas de residuos están determinados en gran medida por parámetros ambientales, por lo que tienen variabilidad estacional. La alternancia de episodios de lluvias con episodios de evaporación comporta importantes variaciones en las tasas de difusión de oxígeno y en la oxidación de minerales (Dold, 2003; Acero, 2007). Además, los procesos de transferencia de masa involucrados son no lineales y muy complejos, lo que hace necesario establecer un modelo de flujo, transporte y química de las reacciones que los englobe y pueda predecir el comportamiento y la evolución de los residuos.

Son escasos los trabajos enfocados a realizar una caracterización del foco contaminante a escala natural que relacionen la distribución de la química del agua capilar con la mineralogía y la distribución de gases en la zona no saturada (Blowes y Jambor, 1990; Dold y Fontboté, 2001). La caracterización que hasta ahora se ha realizado en la región corresponde a vertidos incontrolados (Doménech et al., 2002), o a estudios de laboratorio (Acero et al., 2007), por lo que no representan la verdadera magnitud del problema ni engloban todos los factores que se ven implicados. Este trabajo presenta una caracterización de variabilidad estacional en perfiles verticales de balsas de lodos mineros piríticos y recopila todos los parámetros y reacciones implicadas a escala de campo para ser usados en el desarrollo futuro del modelo numérico de flujo multifase y transporte reactivo.

2. SITUACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1 Marco geológico y geográfico

La Faja Pirítica Ibérica, localizada en el suroeste de La Península Ibérica, presenta como interés económico un complejo vulcano-sedimentario emplazado en materiales siliciclásticos y ausencia de carbonatos en el que se localizan un elevado número de cuerpos estratiformes y lenticulares de sulfuros objeto de explotación minera (Tornos, 2006). En esta región hay más de 100 explotaciones mineras abandonadas con escombreras (Fig. 1) y aproximadamente una decena de balsas de lodos piríticos, que corresponden a los puntos de almacenaje de residuos mediante procesos de flotación con floculantes. El periodo de abandono oscila entre 10 y 30 años.

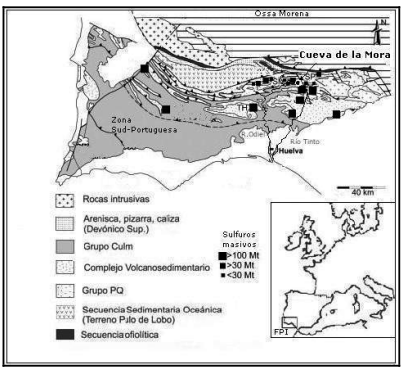


Figura 1. Encuadre geológico de la Faja Pirítica Ibérica (modificado de Tornos 2006) con la situación de los cuerpos masivos de sulfuros y en el que se sitúa la zona de estudio.

Se han escogido dos balsas de lixiviados situadas cerca de la aldea de Cueva de la Mora, perteneciente al municipio de Almonaster la Real, Huelva. Los residuos provienen del lavadero La Romerita, de la Mina del mismo nombre, y de la mina de San Telmo. Desde 1967, en estas minas se extraían principalmente plomo y zinc de un cuerpo de sulfuros. Las balsas se clausuraron en 1978 quedando expuestas a agentes atmosféricos y favoreciendo la oxidación mineral.

Las dos balsas están en la misma área geográfica y a la misma altitud. Una de las balsas (denominada BLO en el presente estudio) presenta un perfil de oxidación superficial de colores amarillentos y ocres de unos 25 cm de espesor bajo el cual el residuo minero presenta menor oxidación aparente y colores negros y grisáceos hasta el fondo de la balsa, cuya profundidad total varía entre los 2.5 y 4 m. La otra balsa (denominada en este trabajo BAL) no presenta un perfil de oxidación aparente y su profundidad varía entre 3.5 y 4.5 m. Para ambas balsas, la zona no saturada se extiende desde la superficie superior del residuo hasta una profundidad que oscila estacionalmente entre los 10 y los 150 cm, dependiendo de si predominan episodios de precipitación o de evaporación.

3. MUESTREO Y ANÁLISIS

3.1 Protocolo de muestreo

Se han realizado dos campañas de muestreo: uno de ellos en época húmeda, coincidiendo con el mes de lluvias de la región (Enero-Febrero 2008) y el otro en época seca (Septiembre 2008), durante la cual se registra también un aumento de las temperaturas en el suelo y un aumento de la tasa de evaporación. Durante dichas campañas se han realizado sondeos manuales verticales en ambas balsas, obteniendo muestras de residuo pirítico húmedo cada 40 cm y hasta una profundidad máxima de 190 cm. Además, en la zona más superficial de ambas balsas se ha tomado muestras a los 5 y 15 cm.

3.2 Análisis de gases

Se ha usado la técnica de microsondeo, instalando un entubado extraíble de acero inoxidable que se hinca a la profundidad de muestreo deseada y que, mediante un sistema de conexiones de caucho, se conecta a una bomba manométrica con la que se genera vacío en el tubo para purgar el circuito interno y permitir la entrada de los gases presentes en los poros del suelo. Dichos gases son analizados en línea mediante un equipo analizador de gases Anagas CD98Plus, que consiste en una pequeña bomba conectada a una célula de infrarrojos (que mide la concentración de CO_2 en un rango de concentraciones de 5-10000 $\pm$ 5 ppm y la concentración de H_2S en un rango de 0-100 $\pm$ 5 ppm) y a una célula electroquímica (para medir la concentración de O_2 en un rango de 0-50 $\pm$ 0.5 % vol.). Las mediciones se han realizado cada 10 cm hasta 60 cm de profundidad, que es la profundidad máxima a la que se han encontrado cantidades suficientes de gas como para ser analizadas por la técnica empleada.

Las concentraciones de H_2S han sido inferiores que el límite de detección del analizador en ambas balsas, si bien en BAL hay evidencias olfativas de su presencia. En cuanto a la evolución de los perfiles de concentración de oxígeno, estos se encuentran principalmente controlados por la posición del nivel freático por lo que, en principio, se esperaba encontrar O_2 gas a más profundidad en épocas secas que en épocas húmedas. Sin embargo, los perfiles obtenidos (Fig. 2) muestran un agotamiento de oxígeno en BLO a los 40 cm de profundidad en el muestreo correspondiente a la época seca, mientras que en la época húmeda aún queda un 4.5% de oxígeno a 60 cm de profundidad. Finalmente, la concentración de CO_2 es inusualmente alta (Fig. 2), superando incluso el rango de medición del analizador para BAL por debajo de los 20 cm de profundidad.

3.3 Muestreo y análisis de sólidos

Se realiza con un muestreador de sólidos tipo barrena donde se va extrayendo la muestra, de unos 500-800 g, cada 20 cm de espesor y hasta el fondo de las balsas. La muestra se conserva inmediatamente en oscuridad y en frío durante un periodo no superior a 24 h para evitar la oxidación y pérdidas de humedad.

Una vez en laboratorio se procede a analizar la densidad por métodos gravimétricos y a la extracción de la fase líquida.

El estudio mineralógico de las muestras se ha realizado mediante microscopía de luz reflejada en lámina pulida, difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido (SEM) con un analizador EDS.

Los resultados de difracción de rayos X indican que los lodos de ambas balsas están constituidos principalmente por cuarzo, pirita, baritina, moscovita, clinocloro, pirofilita, yeso y jarosita. Mediante el estudio areal de los picos del espectro de difracción se ha obtenido el porcentaje aproximado en peso de cada mineral presente en la muestra tratada (Fig. 3). La identificación de los sulfuros minoritarios (esfalerita, galena y calcopirita) se ha realizado con las técnicas de microscopía y SEM.

En BLO aparece jarosita en los 40 cm más superficiales y yeso en todo el perfil, mientras que en BAL se ha encontrado yeso únicamente en el horizonte más profundo (Fig. 3). En el campo se han identificado cuerpos discontinuos de goetita en BLO en los primeros 5-10 cm.

El estudio de los lodos mineros mediante SEM ha permitido observar que los minerales se presentan en forma de agregados que provienen de los procesos de flotación con floculantes (Fig. 4a). Muchos granos minerales presentan bordes irregulares debido a la disolución (Fig. 4b). También se ha detectado precipitados de jarosita que recubren a otros granos y se evidencian hábitos fantasmas de partículas que, por su forma, podrían ser de sulfuros (Fig. 4c). En el espectro EDS se han detectado trazas de Pb y As retenidos en la jarosita (Fig. 4d).

Según análisis granulométricos mediante dispersión láser, el 90% de las partículas presentan un tamaño inferior a 48.6 µm y, en general, su tamaño varía entre 10-50 µm (Pérez-López, 2006).

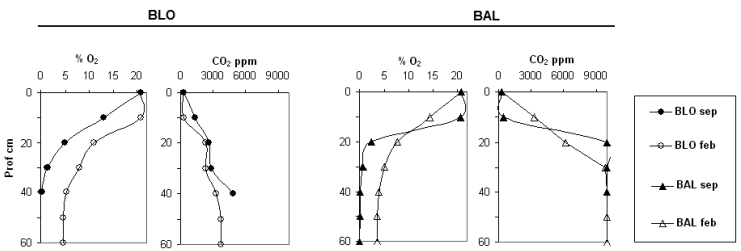


Figura 2. Distribución de gases en los perfiles de BAL y BLO

.3.4 Extracción de la fase líquida

Las muestras se han tratado dentro de una caja de guantes con flujo de argón. El agua capilar se extrae con microlisímetros de succión controlada 0.1 kPa MicroRhizon con membrana de fibra de vidrio y de tamaño de poro 0.1 µm. El agua extraída se ha introducido en un tubo de muestras de vacío para evitar la oxidación y se han conservado en oscuridad a 4 ºC. Para las muestras de superficie se ha realizado la extracción mediante la técnica de estrujado o squeezing (Patterson et al. 1978; Fernández-Díaz et al. 2004), donde se realiza un ensayo de compresión vertical simple de 50 kPa con succión controlada. La muestra se extrae directamente del tubo de vacío por un tubo drenante de acero inoxidable, extrayendose entre 4 y 8 ml de muestra. 2 ml son destinados a la medición de pH-Eh con un pHmetro Crison y Ehmetro Hanna 9025 con electrodos de membrana de vidrio y soluciones buffer de pH 2 y 7, Eh 200 y 467 mV. La medición se realiza inmediatamente para evitar alteraciones. Para determinar la concentración de elementos mayoritarios y traza, mediante la técnica ICP-AES y ICP-MMS se ha empleado 1 ml de muestra y se ha analizado a diluciones 1:100 y 1:320. La relación $FeII/Fe_{tot}$ se determina por espectrofotometría, Viollier et al. (1999). La concentración de Fe III se obtiene por diferencia entre la concentración de Fe(II) y Fe_{tot}.

Los valores de pH medidos en las aguas de poro de ambas balsas se encuentran siempre por debajo de 4, siendo notablemente inferiores en BAL que en BLO (Fig. 5). Para cada balsa, el pH varía poco a lo largo

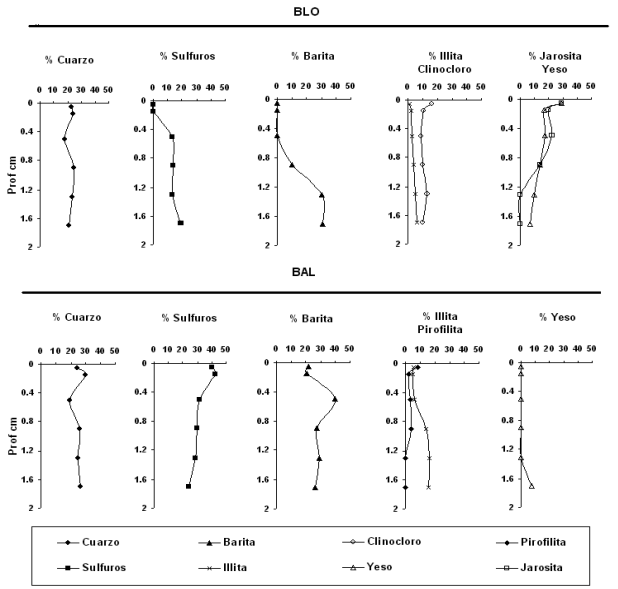


Figura 3. Composición mineralógica de los lodos.

del perfil durante las dos épocas de muestreo. El pH en la zona más superficial de BAL se encuentra fuera de la recta de calibración (pH probablemente negativo) y por tanto se debe contrastar con otros medios de análisis como volumetrías de precisión y modelos numéricos de especiación química. En todo caso, se observa una tendencia general en ambas balsas de disminución de pH hacia la superficie, excepto en BLO en época de lluvia, en cuyo muestreo se aprecia un aumento de pH en la zona superficial como consecuencia de la dilución de aguas de poro por la entrada de agua de lluvia.

Las concentraciones de la mayor parte de solutos mayoritarios aumentan en la época seca y disminuyen hacia superficie. No obstante en BAL, las concentraciones del Fe y los sulfatos en BAL aumentan, lo que se puede atribuir a la mayor disolución de pirita, (Fig. 5). En BLO no sucede así ya que en los primeros 20 cm no hay sulfuros, bien por sus bajas proporciones iniciales o por un agotamiento por disolución. El ión Ca disminuye en la zona superficial de BLO en época seca, comportamiento inverso al general. BLO presenta variaciones de las concentraciones de solutos a lo largo del perfil vertical que BAL no experimenta. En BAL la distribución de solutos en general tiene una tendencia estacionaria.

Las concentraciones de algunos elementos traza aumentan ligeramente hacia la zona superficial, como As en la zona más superficial del perfil de BLO en época seca. Otros disminuyen claramente hacia la misma zona (ej. Pb, Ni, Ti). En el caso del Co, apenas se observan variaciones con la profundidad para una misma balsa (Fig. 6).

La distribución de las especies Fe(II)/Fe(III) es similar en ambas campañas para cada una de las balsas (Fig. 7). En época seca, el Fe(II) es predominante en todo el perfil de las dos balsas y Fe(III) disminuye con respecto a la época de lluvias. En época húmeda predomina el Fe(III) hasta los 70 cm en BLO y 1 m en BAL. Por debajo de esta profundidad predomina claramente el Fe(II). Durante la campaña de septiembre, por el contrario, se observa un claro predominio del Fe(II) en toda la sección.

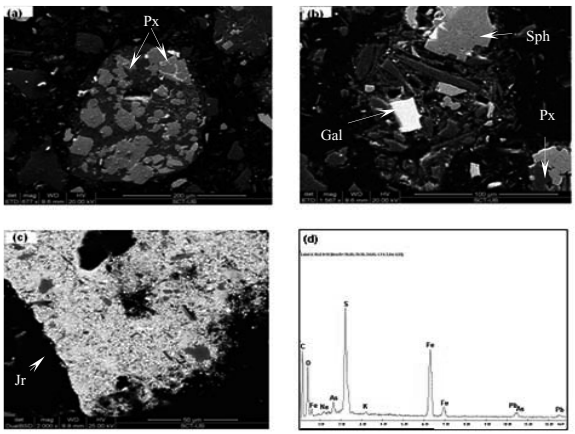


Figura 4. Morfología de los agregados de partículas que constituyen los lodos. (a) BLO profundidad 40-60cm, agregado con partículas de Pirita; (b) BAL profundidad 0-10cm, agregado con partículas de Galena, Pirita y Esfalerita; (c) BLO profundidad 0-10cm, agregado de partículas de Jarosita; (d) espectro de energía de una partícula de Jarosita en (c). Abreviaturas Jr: Jarosita, Q: Cuarzo, Px: Pirita, Gal: Galena, Sph: Esfalerita.

4. CONCLUSIONES

Los datos registrados de oxígeno muestran un agotamiento en la época seca, mientras que en la época húmeda aún queda un 4.5% de oxígeno a 60 cm de profundidad (Fig. 2). Este comportamiento muestra que la disolución biocatalizada de Pirita y el consumo de oxígeno se aceleran en verano, de ahí que los valores de oxígeno registrados sean menores. Las altas concentraciones de CO_2 pueden atribuirse a la oxidación de materia orgánica proveniente de los espumantes empleados en la flotación de la pirita.

En cuanto a la distribución de solutos, (Fig. 5), la comparación de los resultados obtenidos en ambas campañas permite apreciar muy claramente un efecto de dilución de las concentraciones en superficie por los eventos de lluvia, así como un aumento en profundidad debido a los mecanismos de transporte. Los datos obtenidos durante la campaña en época seca para BLO han mostrado una disminución de la concentración de Ca, que evidencia precipitación de yeso. Los datos de pH, en la zona superficial muestran un aumento que se ha registrado en BLO y una disminución progresiva en BAL, relacionados al aumento de Fe y Sulfatos registrados en BAL, nos sugieren que hay una continua disolución de pirita mientras en BLO está relacionado con la ausencia de sulfuros.

Los datos de distribución de las especies Fe dan información complementaria a la difusión de oxígeno y permiten completar el inventario de reacciones oxidativas. En época húmeda predomina el Fe(III) hasta los 70 cm en BLO y 1 m en BAL, datos coherentes con los perfiles que indican un agotamiento de oxígeno aproximadamente a esas profundidades (Fig. 2). El predominio de Fe(II) a partir de estas profundidades queda justificado por la ausencia del oxígeno como agente oxidante. La disminución de Fe(III), unida al hecho de que las concentraciones de CO_2 son mayores en época seca que en época húmeda, sugieren que la disminución de la proporción de Fe(III) y el aumento del Fe(II) están relacionados con la reducción de Fe(III) a expensas de la oxidación de materia orgánica de los productos de flotación.

Las diferencias entre campañas para cada balsa, y entre las balsas nos dejan claro que el modelo es complejo, con una variabilidad estacional donde las reacciones oxidativas y los mecanismos de disolución/precipitación mineral se acoplan entre sí.

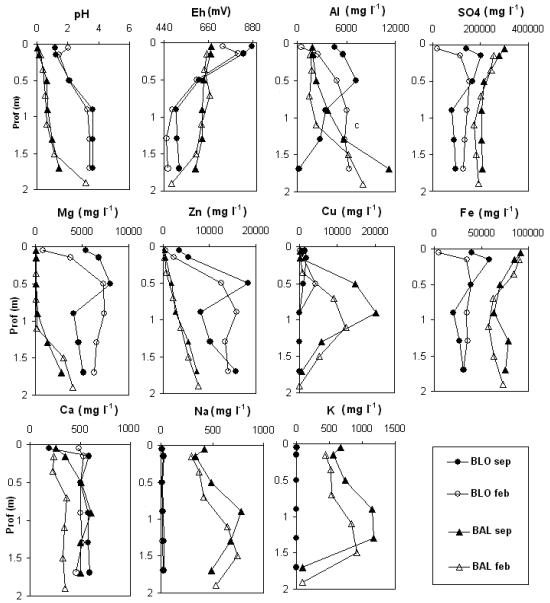


Figura 5. Distribución de la concentración de elementos mayoritarios para cada balsa y en las dos campañas de muestreo.

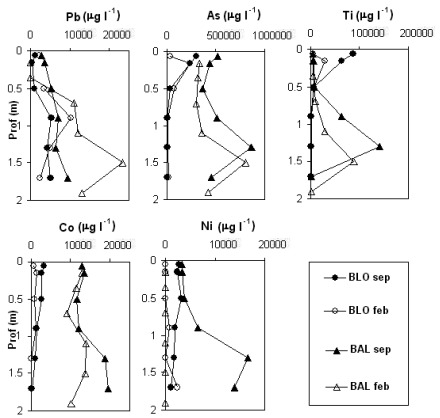


Figura 6. Distribución de la concentración de elementos minoritarios para cada balsa y en las dos campañas de muestreo.

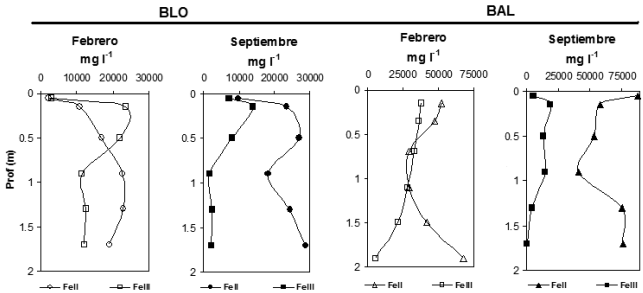


Figura 7. Distribución de especies FeII/FeIII en los perfiles de las dos balsas.

*Agradecimientos.*El trabajo se ha financiado mediante el proyecto del plan Nacional de I+D: CT2007-66724-C02 y la beca de Formación a la Investigación FI 2008 Modalidad A num exp: 2008FI_A 00686. Agradecemos la asistencia analítica de Mercé Cabanes, Rafael Bartolí, Josep Elvira, el Laboratorio de Geotécnia de la Universidad Politécnica de Catalunya y Els Seveis Cientifico Tècnics de la Universidad de Barcelona. También al soporte de trabajo en campo del departamento de Geología de la Universidad de Huelva, en especial a Rafael López así como a Patricia Acero de la Universidad de Zaragoza, por su apoyo y aportes a la metodología de análisis.

REFERENCIAS

Acero, P., Ayora, C., Carrera, J. (2007). Coupled thyermal, hydraulic and geochemical evolution of pyritic tailings in unsatured columns experiments. *Geochimica et Cosmcochimica Acta 71 (5325-5338).*

Acero, P., PhD Thesis (2007): Wheatering of sulfides and natural attenuation of acid mine waters. Department of Geotecnical engineering and Geosciences. Tecnical University of Catalonia.

Al, T., Blowes, D., Martin, C., Cabri, L. and Jambor, J. (1997). Aqueous geochemistry and analysis of pyrite surfaces in sulfide-rich mine tailings. *Geochim. Cosmochim. Acta, 61(12):2353–2366.*

Ayora, C., Barettino, D., Domènech, C., Fernández, López palmo, E., Olivella S., de Pablo, J., Saaltnik, M.W. (2001). Meteorización de los lodos piríticos de Aznalcóllar. *Boletín Geológico y Minero. Vol. Especial, 137-162.*

Blowes, D.W. and Jambor, J.L. (1990). The pore-water geochemistry and the mineralogy of the vadose zone of sulfide tailings, *Waite-Amulet, Quebec, Canada. Appl. Geochem., 5(3):327–346.*

Blowes, D.W. (1990). The geochemistry, hydrogeology and mineralogy of decommissioned sulfide tailings: A Comparative Study. PhD Thesis. *University of Waterloo, Ontario, Canada.*

Dold, B. and Fontbot´e, L. (2001). Element cycling and secondary mineralogy in porphyry copper tailings as a function of climate, primary mineralogy, and mineral processing. *J. Geochem. Expl., 74(1-3):3–55.*

Dold, B. (2003). Speciation of the most soluble phases in a sequential extraction procedure adapted for geochemical studies of copper sulfide mine waste. *J. Geochem. Expl., 80(1):55–68.*

Domènech, C., De Pablo, J. y Ayora, C. (2002a). Oxidative dissolution of pyritic sludge from the Aznalcóllar mine (SW Spain). *Chemical Geology 190, 339-353.*

Fernández-Diaz, A., Baeyens, B., Bradbury, M. and Rivas, P. (2004). Analysis of the porewater chemical composition of a spanish compacted bentonite used in an engineered barrier. *Phys. Chem. Miner. Earth, 29(1):105–118.*

Parker, G. y Robertson, A. (1999). Acid Drainage. A critical review of acid generation from sulfide oxidation: Processes, treatment and control. *Australian Minerals & Energy Environment Foundation, Occasional Paper no. 11, 227 pp.*

Patterson, R.J., Frape, S.K., Dykes, L.S. and McLeod, R.A. (1978). Coring and squeezing technique for detailed study of subsurface water chemistry. *Can. J. of Earth Sci., 15(1):162–169.*

Pérez-López, R., Cama, J., Nieto, J.M. and Ayora, C. (2007). The iron-coating role on the oxidation kinetics of a pyritic sludge doped with fly ash. *Geochim. Cosmochim. Acta, 71(8):1921–1934.*

Tornos, F. (2006): Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: *The Iberian Pyrite Belt. Ore Geology Reviews, 28, 259-307.*

Viollier E., Inglett E.W., Hunter K., Roychoudhury A.N.,Van Cappellen P. (1999). The ferrozine method revisited: Fe(II)/Fe(III) determination in natural waters. *Applied Geochemistry 15 (2000), 785-790.*

ESTIMACIÓN DE LA TEXTURA Y CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO A PARTIR DE DATOS DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA UTILIZANDO GEOESTADÍSTICA MULTIVARIANTE

Glécio Machado Siqueira[1]*, Jorge Dafonte Dafonte[1] y Antonio Paz González[2]

1: Departamento de Ingeniería Agroforestal
Escuela Politécnica Superior
Universidad de Santiago de Compostela
Campus Universitario s/n, 27002, Lugo, España
e-mail: glecio.machado@rai.usc.es; jorge.dafonte@lugo.usc.es

2: Facultad de Ciencias
Universidad de A Coruña
Campus da Zapateira, 15071, A Coruña, España
e-mail: tucho@udc.es

Palabras clave: Variabilidad espacial, Conductividad eléctrica aparente del suelo, Textura y Contenido de agua en el suelo

RESUMEN. *Se ha utilizado un sensor de medida de la conductividad eléctrica aparente (CE_a) mediante inducción electromagnética para medir la misma en dipolo horizontal(H) y en dipolo vertical (V), a partir de los datos medidos en una parcela de 6 ha, donde se ha optimizado un esquema de muestreo del suelo de 40 puntos usando el software ESAP-RSSD y las medidas de CE_a, en estos puntos se han tomado muestras de suelo de la capa de 0,0-0,3 m , y se han determinado los contenidos en arena, arcilla y limo, humedad gravimétrica y CE del extracto de saturación. Se han estudiado las correlaciones entre CE_a-V y CE_a-H y las propiedades del suelo medidas, los valores de correlación obtenidos son bajos salvo para el contenido de agua gravimétrico. Se ha utilizado el krigeado ordinario y universal para estimar la variabilidad espacial de las propiedades del suelo medidas, también se ha utilizado el cokrigeado ordinario y universal para mejorar la estimación de estas propiedades del suelo usando los datos de CE_a medidos como variable secundaria, pero sólo se han obtenido una mejora en la estimación del contenido en agua con el cokrigeado respecto al uso del krigeado.*

ABSTRACT. *It was used a device for measure the apparent soil electrical conductivity (EC_a) using electromagnetic induction in horizontal(H) and vertical(V) dipole, using the EC_a data measured and ESAP-RSSD software in a 6 ha area, a optimized sample scheme of 40 points was obtained, soil samples were taken from 0.0-0.3 m depth, the properties measured were sand, clay and silt content, gravimetric water content and EC of saturated paste. It was studied the correlations between EC_a–V and EC_a-H and the measured soil properties, correlation values are low except for the gravimetric water content. Ordinary and universal kriging has been used to estimate the spatial variability of measured soil properties, it has also been used ordinary and universal cokriging to improve the estimation of these soil properties using the data of EC_a as secondary variable, but there are only improvement in the estimation of water content using cokriging compared kriging.*

1. INTRODUCCIÓN

En la agricultura de precisión el proceso de recogida de información es el que más influye sobre los resultados, pues todas las informaciones adquiridas en esta fase favorecen la utilización de tecnologías geoespaciales para la determinación de la variabilidad espacial y posterior determinación de las denominadas “unidades de gestión”. No obstante, para la determinación de la variabilidad espacial del suelo generalmente son necesarias un gran número de muestras, lo que aumenta los costes de producción. En este sentido se pueden utilizar variables del

suelo de rápida medida para la mejora de la estimación de otras propiedades del suelo de más difícil medida, con las cuales tengan una buena correlación. La medida de la conductividad eléctrica aparente del suelo (CE_a) es un método de muestreo práctico, rápido y fiable, que favorece la recogida de informaciones sobre el suelo y de la distribución espacial de otras propiedades con las cuales está correlacionada. De acuerdo con Rhoades y Corwin (1984) los principales métodos para medida de la CE_a del suelo son por contacto y por inducción electromagnética. McNeill (1980), Sudduth et al. (2005), Corwin y Lesch (2005) y Kühn et al. (2008) señalan que la CE_a está influida por el contenido de agua en el suelo, textura, contenido de materia orgánica, tamaño y distribución de los poros, salinidad, capacidad de intercambio catiónico, concentración de los electrolitos disueltos en la solución del suelo, temperatura, composición de los coloides del suelo, etc.. De esta manera, el uso de la CE_a para la clasificación del suelo permite el reconocimiento y delimitación de las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo que desempeñan un papel importante en los procesos de producción agraria y de conservación ambiental. Así, este tipo de datos son esenciales para el seguimiento temporal de la condición del suelo, y para una aplicación de los procesos de gestión (Johnson et al., 2001). Por lo tanto, la CE_a se usa como un parámetro de ayuda en la agricultura de precisión, al favorecer la evaluación de la variabilidad espacial del suelo y la definición de unidades de gestión.

El uso de la geoestadística posee grandes ventajas porque permite el estudio de la variabilidad espacial de las propiedades del suelo de interés agrícola, así como su predicción en los puntos no muestreados usando el krigeado, favoreciendo la aplicación del manejo diferenciado del suelo y la practica de la agricultura de precisión. Diversos autores se han dedicado al estudio de métodos de optimización del muestreo del suelo (Lesch et al., 1995; van Groeningen et al., 1999; Lesch et al., 2000; Minasny y McBratney, 2007), no obstante, el éxito de estos métodos depende del uso de variables secundarias que sean de fácil medición, como la CE_a, permitiendo cartografiar la variabilidad espacial del suelo con eficacia y con un gran número de datos, que a su vez permite definir los puntos de muestreo de otras variables del suelo.

Así, el objetivo de este trabajo es mejorar la estimación de la variabilidad espacial de la textura y del contenido de agua en el suelo utilizando técnicas de geoestadística multivariante usando como información secundaria medidas de conductividad eléctrica aparente del suelo (CE_a) obtenidas mediante inducción electromagnética.

2. MATERIAL Y METODOS

El área de estudio tiene 6 ha y está localizada en Castro de Ribeiras de Lea (Lugo, España). Las coordenadas geográficas son: 43º 09' 49'' N y 7º 29' 47'' W, con una altitud media de 410 m y pendiente del 2 % (Figura 1). La zona donde está enclavada la parcela es representativa del tipo de suelo y topografía de la región de "Terra Chá", que es una zona de importante producción agrícola-ganadera, caracterizada por problemas de hidromorfía estacionales. El clima de la región, según la clasificación climática de Köppen, es del tipo templado (Cfb), con verano cálido y sin estación seca, con una precipitación media anual de 930 mm. El suelo de la parcela es un Cambisol gleyco (FAO-ISRIC, 1994), y tiene como material de origen sedimentos miopliocénicos en cuyo techo se aprecian capas alternantes de materiales arcillosos y arenosos, frecuentemente recubiertos por un manto cuaternario más o menos espeso (Castelao y Díaz-Fierros, 1992). Según Neira (1994) el suelo del área se caracteriza por tener en su perfil una capa de sedimentos con granulometria heterogénea. El contenido de materia orgánica es elevado en el horizonte A_p (5,05%) contrastando con las demás capas del perfil del suelo. La textura del suelo (fracción < 2 mm) es franco-arenosa en el horizonte Ap, franco-arcillo-arenosa en horizonte B_w y arcillosa en el horizonte B_{tg} , caracterizándose por tener un elevado contenido en gravas 37% y 45% para los horizontes A y B_w respectivamente.

En el momento de las mediciones el área se encontraba recién sembrada con maíz (*Zea mays* L.) bajo no laboreo para producción de ensilado. En los últimos años el área de estudio fue cultivada con pradera permanente para producción de ensilado.

La conductividad eléctrica aparente del suelo (CE_a) fue medida utilizando un equipo de inducción electromagnética EM38-DD (Geonics Limited, 2005) que consta de dos dipolos colocados perpendicularmente, cuya curva de respuesta relativa demuestra una mayor sensibilidad del aparato hasta 0,4 m en el dipolo horizontal y de 1,5 m en el dipolo vertical (Geonics Limited, 2005). La CE_a-H y CE_a-V

fue medida en 1859 puntos de muestreo (Figura 2a), usando también un GPS RTK para realizar el georeferenciamento de las medidas, el EM38-DD fue instalado en un carro construido con materiales plásticos diseñado por nuestro grupo de investigación (Figura 2b).

El 23/06/2008, se midió conductividad eléctrica aparente del suelo en dipolo horizontal (CE_a-H, mS m^{-1}) y en dipolo vertical (CE_a-V, mS m^{-1}). Anteriormente fueron medidas la CE_a-H y la CE_a-V los días 14/03/2008 y 3/04/2008, en la misma área, pero en puntos diferentes.

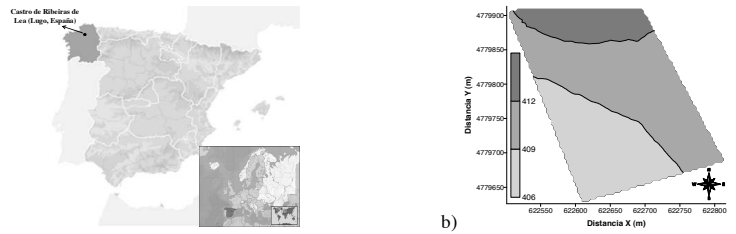


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio (a) y mapa de elevación digital (b).

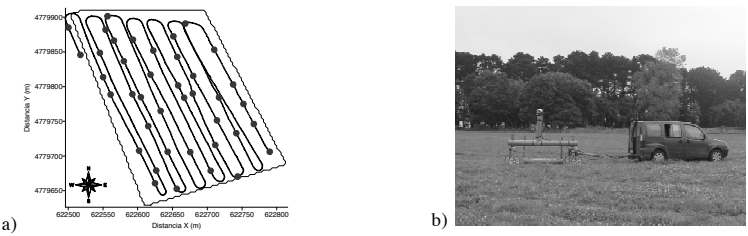


Figura 2. Esquema de medidas de la conductividad eléctrica aparente del suelo medida por inducción electromagnética (línea continua) y el esquema de muestreo de los 40 puntos de toma de muestra de suelo (círculos) del 23/06/2008 (a), y el carro donde va instalado el EM38DD (b).

El software ESAP 2.35 (Electrical Conductivity or Salinity, Sampling, Assessment and Prediction) (Lesch et al., 2000) fue utilizado para determinar 40 puntos de muestreo optimizado del suelo donde fueron tomadas muestras de suelo para determinación de textura, humedad y conductividad eléctrica del extracto de saturación en la capa de 0,00-0,30 m de profundidad, por medio de la herramienta computacional ESAP-RSSD (Response Surface Sampling Design) que utiliza un modelo de regresión lineal múltiple (Lesch et al., 1995, Lesch et al., 2000) para la determinación optimizada de los nuevos puntos de muestreo considerando los datos de conductividad eléctrica aparente del suelo (CE_a) medidos con los dipolos horizontal (CE_a-H) y vertical (CE_a-H) (Figura 2a). La causa de que no se tomarán muestras a mayor profundidad es debido a que existe una capa de gravas a unos 0,30 m de profundidad que dificulta la toma de muestras en capas más profundas.

La textura del suelo (arcilla, limo y arena) (g kg^{-1}) fue determinada por medio del método de la pipeta de acuerdo con Camargo et al. (1986), utilizando como dispersante químico una mezcla de hidróxido de sodio y hexametafosfato de sodio. La humedad gravimétrica (θg, %) fue determinada por pesada de la masa de la muestra húmeda y seca, de acuerdo a Camargo et al. (1986). La conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo fue determinada utilizando una mezcla de suelo y agua destilada de 1:1 de acuerdo al USDA (1999) y la conductividad eléctrica medida utilizando un conductivimetro ORION® Model 122.

El análisis de la variabilidad espacial de cada una de las propiedades físicas se realizó utilizando el

semivariograma experimental, el ajuste del modelo de semivariograma fue realizado usando el método descrito por Vieira (2000), basado en la validación cruzada. El análisis inicial mostró que el semivariograma de alguna de las propiedades estudiadas presentan tendencia, debido a lo cual fue utilizado el krigeado universal, el cual necesita la obtención del semivariograma de los residuos (Goovaerts, 1997), para aquellas variables que no presentaron tendencia se utilizó el krigeado ordinario.

El semivariograma cruzado fue utilizado para estudiar la correlación espacial entre las variables del suelo medidas, si existía tendencia en alguna de las variables se utilizó el cokrigeado universal (Goovaerts, 1997), en vez del cokrigeado ordinario. El programa informático utilizado para realizar el krigeado ordinario, krigeado universal y cokrigeado universal fue gstat (Pebesma 2001). Una dificultad que existe para realizar el cokrigeado es que la matriz de los tres modelos deben de ser condicionalmente positiva para cualquier vector h, para evitar la aparición de varianzas negativas a la hora de resolver las ecuaciones de cokrigeado. Para cumplir esta condición es suficiente modelar los semivariogramas como combinaciones lineales de los modelos básicos, surgiendo así los llamados modelos lineales de corregionalización (Goovaerts, 1997, 1999, Deutsch y Journel, 1997, Chilès y Delfiner, 1999).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El análisis estadístico de los datos (Tabla 1) indica que no existe gran variación entre las muestras, de acuerdo con los bajos (CV = < 12 %) y medianos (CV = 12-60 %) valores de coeficientes de variación, según la clasificación de Warrick y Nielsen (1980). El contenido medio de arcilla (168,37 g kg^{-1}), limo (296,25 g kg^{-1}) y arena (535,37 g kg^{-1}) en el área de estudio (Tabla 1) en la capa de 0,00-0,30 m de profundidad son ligeramente diferentes que los valores descritos por Neira Seijo (1993) que indica valores medios para el perfil característico del área de estudio en la capa de 0,00-0,35 m de profundidad como siendo de 175,00 g kg^{-1}, 191,00 g kg^{-1} y 634,00 g kg^{-1}, respectivamente para la arcilla, limo y arena.

Los valores de la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo (CE_e) son más elevados que los valores de la CE_a-V y CE_a-H, este hecho ocurre porque la conductividad eléctrica del extracto de saturación (CE_e) es más dependiente del contenido de aniones y cationes en la solución del suelo, y no del contenido de humedad, ya que éste es homogéneo en todas las muestras, al estar saturadas, y la conductividad eléctrica aparente del suelo medida con el equipo EM38-DD (CE_a-V y CE_a-H) explora un mayor volumen de suelo, y sus valores están muy influidos por el contenido de humedad en el suelo (McNeill, 1980; Sudduth et al., 2005; Kühn et al., 2008).

Tabla 1. Parámetros estadísticos.

Variable	Unidad	N	Mínimo	Máximo	Media aritmética	Varianza	Coeficiente de variación	Coeficiente de asimetría	Coeficiente de curtosis	D
CE_a-V		1886	4,13	20,13	11,21	6,12	22,07	0,485	-0,243	0,071Ln
CE_a-H	mS m^{-1}	1886	6,63	20,00	12,12	3,22	14,81	0,839	1,285	0,092Ln
CE_e		40	7,00	28,00	13,82	25,94	0,36	1,200	1,008	0,159n
Arcilla		40	119,00	220,00	168,37	956,54	18,37	-0,190	-1,321	0,153n
Limo	g kg^{-1}	40	233,00	357,00	296,25	1229,73	11,84	0,149	-1,041	0,098n
Arena		40	487,00	586,00	535,37	507,72	4,21	0,055	-0,270	0,069n
θg	%	38	13,41	45,67	26,74	49,50	26,30	-2,904	6,510	0,085n

N: número de datos; D: desviación máxima en relación a la distribución de frecuencia normal usando el test estadístico de Kolmogorov-Smirnov con probabilidad del error de 1 %, Ln log-normal, n- normal.

La CE_a-V y CE_a-H presentan distribución de datos de tipo logarítmico por lo que se utilizarán los logaritmos de los datos, para realizar los análisis geoestadísticos. Los valores de los coeficientes de correlación de Pearson (Tabla 2) muestran que entre la mayoría de las variables existen correlaciones débiles positivas o débiles negativas ($0,1 \leq |r| < 0,5$), según la clasificación de Santos (2007). La correlación entre CE_a-V x CE_a-H, entre CE_a-V x θg y entre CE_a-H x θg es moderada positiva ($0,5 \leq r < 0,8$). De manera, general se esperaban valores más elevados de correlación entre la conductividad eléctrica aparente del suelo medida por inducción electromagnética (CE_a-V y CE_a-H) y la conductividad eléctrica

del extracto de saturación (CE_e) y los valores de arcilla. Los valores de CE_a-V se encuentran afectados por el nivel freático lo cual se deduce al observar la tendencia el semivariograma (Figura 3) y conociendo las condiciones de hidromorfía del área de estudio, como se puede ver en los semivariogramas estandarizados con el valor de la varianza muestral también los datos de CE_a-V medidos el 14/03/2008 y 3/04/2008 presentan tendencia, siguiendo el mismo patrón del mapa de elevación digital del área (Figura 1b). Analizando los semivariogramas estandarizados de los datos de CE_a-H, se aprecia que sólo presentan tendencia los medidos el 14/03/2008 y 3/04/2008, pero no el semivariograma de los medidos el 23/06/2008, indicando que el nivel freático se encontraba por debajo de la profundidad de suelo medido con el dipolo horizontal en la última fecha.

Tabla 2. Matriz de correlación lineal

	Log CE_a-V	Log CE_a-H	CE_e	Arcilla	Limo	Arena	θg
Log CE_a-V	1.000						
Log CE_a-H	0.752	1.000					
CE_e	0.685	0.649	1.000				
Arcilla	0.253	0.346	0.221	1.000			
Limo	-0.137	-0.228	-0.145	-0.773	1.000		
Arena	-0.133	-0.119	-0.076	-0.170	-0.494	1.000	
θg	0.156	0.225	0.005	0.109	-0.020	-0.118	1.000

Corwin y Lesch (2005) encontraron mayores valores de correlación entre los datos de CE_a-V y CE_a-H y la conductividad eléctrica del extracto de saturación y el contenido de arcilla, pero inferiores a los encontrados para CE_a-V y CE_a-H y el contenido de agua en el suelo en este trabajo. Martínez y Vanderlinden (2007) describen una mayor correlación entre la CE_a y el contenido de agua en suelos francos, mientras que en suelos arcillosos la correlación fue baja. También se comprueba que los coeficientes de correlación de CE_e, arcilla, limo y θg con la CE_a-H son mayores que con la CE_a-V, lo cual era esperado debido a que la CE_a-H mide principalmente la capa de 0-0,40 m y las muestras de suelo proceden de la capa de 0-0,30 m.

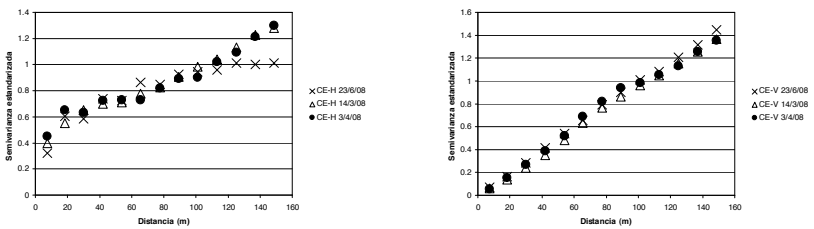


Figura 3. Semivariogramas estandarizados con la varianza de CE_a-V y CE_a-H para las tres fechas de medida.

La causa de esta baja correlación entre los datos de CE_a-V y CE_a-H y la conductividad eléctrica del extracto de saturación y el contenido de arcilla, puede deberse a varios motivos el principal es que dentro de las variables analizadas la que presenta un mayor valor del coeficiente de variación (Tabla 1) es θg, con lo que influye más en los valores de CE_a-V y CE_a-H, que el contenido en arcilla que tiene un coeficiente de variación inferior. Para poder detectar mejor la correlación entre los valores de CE_a-V y CE_a-H y el contenido en arcilla habría que tener un contenido en agua lo más homogéneo posible dentro del área de estudio, mejor si está próximo a capacidad de campo, y a su vez que el nivel freático estuviera lo más bajo posible, por lo que la mejor época para realizar las medidas en estas condiciones sería en los meses de otoño, cuando hubiera precipitaciones importantes, pero el nivel freático aún no hubiera ascendido lo suficiente para estar próximo a la superficie.

Los parámetros de ajuste del semivariograma (Tabla 3) demuestran que el modelo esférico fue el que mejor se ajustó a los atributos en estudio, de acuerdo con Cambardella et al. (1994), Goovaerts (1997) y Vieira (2000) que describen este modelo como el que habitualmente se ajusta mejor a los parámetros de suelo y planta. Todos los atributos presentaron bajos valores de efecto pepita (C_0). Los valores de alcance (a) varían entre 70,00 m (arena) y 130,00 m (arcilla y humedad). Los mapas de variabilidad espacial obtenidos con krigeado universal (Figura 3) muestran que existe una similitud entre los mapas de CE_a-V y CE_a-H (Figura 3a y 3b). Se comprueba también que el mapa de CE_a-V (Figura 3a) y de contenido de agua en el suelo obtenido con krigeado ordinario (Figura 3d) presentan un aspecto similar. Se comprueba además que el mapa de CE_a-V, CE_a-H y humedad presentan similitud con el mapa de elevación digital del terreno (Figura 1b).

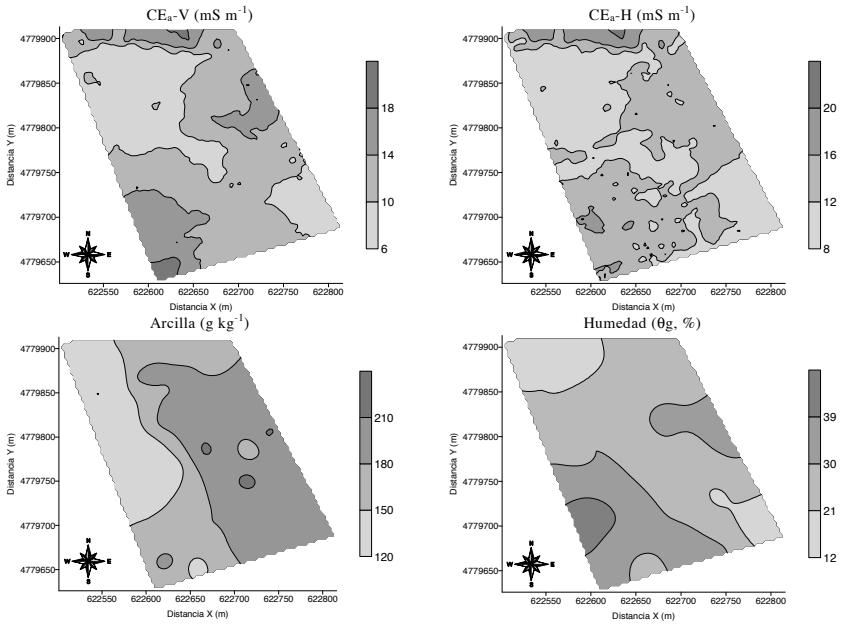


Figura 4. Mapas de variabilidad espacial para algunas de las propiedades estudiadas.

Tabla 3. Parámetros ajustados del semivariograma.

Variable	Modelo	C_0	C_1	a (m)
Log CE_a-V Residuos	Esférico	0,001	0,01	130
Log CE_a-H	Esférico	0,001	0,005	130
CE_e Residuos	Esférico	0,00025	0,0018	100,00
Arcilla	Esférico	0,001	1060,00	130,00
Limo	Esférico	0,00	1400,00	130,00
Arena	Esférico	0,00	510,00	70,00
θg	Esférico	0,001	60,00	130,00

Sólo se muestran los parámetros de los semivariogramas cruzados de CE_a-V y CE_a-H con arcilla y humedad, ya que son las variables que presentan mayor correlación con los datos de CE_a. Los

semivariogramas cruzados se ajustaron a un modelo esférico y con un mismo alcance para obtener un modelo lineal de corregionalización (Tabla 4). Los mapas de variabilidad espacial construidos por medio del cokrigeado ordinario y universal (Figura 4) demuestran que el uso de la conductividad eléctrica aparente medida por inducción electromagnética (CE_a-V y CE_a-H) como variable secundaria mejora la estimación del contenido de humedad usando cokrigeado, ya que es la variable del suelo medida con la que mejor se correlaciona CE_a-V y CE_a-H, esta mejora en la estimación se puede observar en la tabla 6, existiendo un incremento del valor del coeficiente de correlación. También se observa un mapa mucho menos suavizado en el caso de la estimación del del contenido de agua obtenido con el cokrigeado ordinario usando como información secundaria los datos de CE_a-H (Figura 5). Según se muestra en la tabla 5, en el caso de la arcilla la mejora obtenida utilizando cokrigeado respecto a la utilización del krigeado es muy pequeña, lo cual era esperado debido al bajo valor del coeficiente de correlación entre ambas variables.

Tabla 5. Parámetros ajustados del semivariograma cruzado.

Variable	Modelo	C_0	C_1	a (m)
Arcilla x Log CE_a-V	Esférico	0,001	60,00	130,00
Arcilla x Log CE_a-H	Esférico	0,00	40,00	130,00
θg x Log CE_a-V	Esférico	1,00	20,00	130,00
θg x Log CE_a-H	Esférico	0,00	15,00	130,00

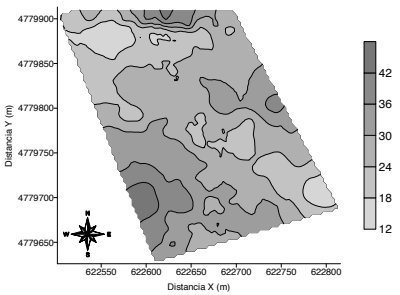


Figura 5 Mapa de θg obtenido mediante cokrigeado ordinario.

Tabla 5. Valores del coeficiente de correlación entre los datos medidos y estimados mediante krigeado y cokrigeado.

Arcilla (Krigeado ordinario)	0,765	Arcilla x Log CE_a-V (Cokrigeado universal)	0,765
		Arcilla x Log CE_a-H (Cokrigeado ordinario)	0,776
θg (Krigeado ordinario)	0,637	θg x Log CE_a-V (Cokrigeado universal)	0,746
		θg x Log CE_a-H (Cokrigeado ordinario)	0,756

4. CONCLUSIONES

Se encontraron bajos valores de correlación de las medidas de CE_a con las propiedades del suelo estudiadas en el área, excepto para el contenido de agua en el suelo. La correlación de las medidas de CE_a con el contenido de limo y arcilla podría aumentar, si el contenido de humedad del suelo fuera más uniforme en el momento de la medida. La utilización del cokrigeado usando como variable secundaria los datos de CE_a ha permitido mejorar la estimación del contenido de agua en el suelo, respecto a la utilización del krigeado.

Agradecimientos. Al Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación (MAEC-AECID) por la Beca de Doctorado concedida al primero autor. Al Ministerio de Educación y Ciencia (Proyecto CGL2005-08219-C02-02), a Xunta de Galicia (Proyecto PGIDIT06PXIC291062PN) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por el financiamiento parcial de este trabajo y a la granja provincial de Gaioso-Castro

de la Deputación de Lugo por permitirnos usar sus instalaciones para llevar a cabo este trabajo. También deseamos agradecer las aportaciones realizadas por los dos revisores de este trabajo.

REFERENCIAS

Camargo, O.A., A.C. Moniz, J.A. Jorge, J.M.A.S. Valadares, 1986. *Métodos de análise qu'mica y f'sica de solos do Instituto Agronômico*. Campinas: Instituto Agronômico, 94p. (Boletim técnico, 106).

Cambardella, C.A., T.B. Mooman, J.M. Novak, T.B. Parkin, D.L. Karlem, R.F. Turvo, A.E. Konopa, 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 1501-1511.

Carvalho, J.R.P., P.M. Silveira, S.R. Vieira, 2002. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo sob diferentes preparos. *Pesq. Agropec. Bras.*, 37(8), 1151-1159.

Castelao Gegunde, A., F. Diaz-Fierros, 1992. *Os solos de Terra Chá. Tipos, xénese e aproveitamento*. Publ. Diputación Provincial de Lugo, 166p.

Chilès, J-P y P. Delfiner. 1999. Geostatistics: modeling spatial uncertainty. Wiley Inter-Science. New York.

Corwin, D.L., S.M. Lesch, 2005. Characterizing soil spatial variability with apparent soil electrical conductivity Part I. Survey protocols. *Computers and Electronics in Agriculture* 46, 103-133.

Deutsch, C.V. y A.G. Journel. 1997. GSLIB. Geostatistical Software Library and User's Guide. Second Edition. Oxford University Press. New York.

FAO-ISRIC, 1994. *World reference base for soil resources*. 161pp. Roma y Wageningen

GEONICS, 2005. *EMD38-DD Ground Conductivity Meter-Dual Dipole* Version. Ontario, 34p.

Goovaerts, P. 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma, 89:* 1-45.

Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press. New York.

Kühn, J., A. Brenning, M. Wehrhan, S. Koszinski, M. Sommer, Interpretation of electrical conductivity patterns by soil properties and geological maps for precision agriculture. *Precision Agriculture*. doi: 10.1007/s11119-008-9103-z.

Lesch, S.M., D.J. Strauss, J.D. Rhoades, 1995. Spatial prediction of soil salinity using electromagnetic induction techniques. 1. Statistical prediction models: a comparison of multiple linear regression and cokriging. *Water Resour. Res.* 3,373–386.

Lesch, S.M., J.D. Rhoades, D.L. Corwin, 2000. *The ESAP Version 2.01r user manual and tutorial guide*. Research Report v.146. George E. Brown Jr., Salinity Laboratory, Riverside, CA, 153pp. (currently under review).

Martínez, G., K. Vanderlinden, 2007. *Análisis de la relación espacial entre la humedad gravimétrica del suelo y la conductividad eléctrica aparente*. Bellinfante, N. y Jordán, A. (Eds). *Tendencias actuales de la ciencia del suelo*, pp 29-36. Sevilla.

McKenzie, R.C., R.J. George, S.A. Woods, M.E. Cannon, D.L. Bennet. 1997. Use of the electromagnetic induction meter as a tool in managing salinization. *Hydrology Journal* 5(1), 37-50.

McNeill, J.D., 1980. *Electrical conductivity of soils and rocks*. Technical Note, TN-5, Geonics Ltda, Ontario, 22p.

Minasny, B., A.B. McBratney, 2007. The variance quad-tree algorithm: use for spatial sampling design. *Computers & Geosciences* 33, 383-392.

Neira Seijo, X.X., 1993. *Desenrolo de técnicas de manexo de auga axeitadas a um uso racional de regad'os*. 1993, 259p. Universidade de Santiago de Compostela, Escola Politécnica Superior.

Paz González, A. X. X. Neira Seijo, E. Benito Rueda, 1997. Compacidad de los suelos desarrollados sobre sedimentos Terciario-Cuaternarios en Terra Cha (Lugo). *Cad. Lab. Xeo. Laxe* 22, 15-28.

Pebesma, E.J. 2001. *Gstat user's manual*. Department of Physical Geography. Utrecht University.

Rhoades, J.D., D.L. Corwin, 1984. Measurement of inverted electrical conductivity profiles using electromagnetic induction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 288-291.

Santos, C.M.A., 2007. *Estat'stica Descritiva - Manual de Auto-aprendizagem* Edições Sílabo, Lisboa.

Sudduth, K.A., N.R. Kitchen, W.J. Wiebold, 2005. Relating apparent electrical conductivity to soil properties across the north-central USA. *Computers and Eletronics in Agriculture*, 43: 263-283.

USDA, 1999. Guia para evaluación y calidad y salud del suelo. USDA, Washington.

van Groenigen, J.W., W. Siderius, A. Stein, 1999. Contrained optimisation of soil sampling for minimization of the kriging variance. *Geoderma* 87, 239-259.

Vieira, S.R., 2000. *Geoestat'stica em estudos de variabilidade espacial do solo*. In: NOVAIS, R.F., ALVAREZ, V.H., SCHAEFER, G.R. (ed.) Tópicos em Ciência do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p.1-54.

Warrick, A.W., R.R. Nielsen, 1980. *Spatial variability of soil physical properties in the field*. In: HILLEL, D. Applications of soil physics. New York: Academic Press.

SPATIAL ASSESSMENT OF SOIL MOISTURE-BASED DISTRIBUTION UNIFORMITY FOR RESIDENTIAL IRRIGATION SYSTEMS.

K. Vanderlinden[1]*, R. Muñoz-Carpena[2] and M. Dukes[2]

1: Grupo de Suelo y Agua
IFAPA, Centro *Las Torres-Tomejil*
Consejería de Agricultura y Pesca, Junta de Andalucía
Ctra. Sevilla-Cazalla, km 12.2, 41200 Alcalá del Río
e-mail: karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es

2: Agricultural and Biological Engineering Dept.
University of Florida
Frazier Rogers Hall, PO Box 110570, Gainesville, FL 32611-0570

Palabras clave: residential irrigation, distribution uniformity, soil moisture, TDR, least significant difference

RESUMEN. *El riego representa una fracción importante del uso doméstico de agua en Florida, por lo que existe un gran interés en mejorar los métodos para evaluar la eficiencia de estos sistemas de riego. En este estudio se evalúa el uso de mediciones de humedad del suelo para determinar la uniformidad de distribución (UD). Se realizaron ensayos de riego con distribuciones no uniformes inducidas, para evaluar distintas medidas de UD basadas en altura de agua e incrementos de la humedad volumétrica del suelo, determinados gravimétricamente y con TDR. Los resultados indican que la capacidad para distinguir estadísticamente distintos grados de no uniformidad es similar para las medidas de DU calculadas con altura de agua y humedad del suelo, aunque se requiere un número de observaciones suficientemente alto y múltiples mediciones por punto para reducir el error de medición en el caso del TDR.*

ABSTRACT. *Irrigation accounts for an important fraction of the total domestic water consumption in Florida. Therefore, an increasing interest exists in improving methods to evaluate the efficiency of these irrigation systems. In this study the use of soil moisture measurements to determine distribution uniformity (DU) was evaluated. Irrigation experiments were run with different induced nonuniform distributions to evaluate different measures of DU, based on irrigation water depth (ID) and volumetric soil moisture measurements, determined using the gravimetric and TDR methods. The spatial correlation structure and the persistence of ID and soil moisture patterns were analyzed. The results indicate that both, DU measures based on irrigation water depth and soil moisture, show a similar capacity to distinguish statistically different levels of nonuniformity, although a sufficiently high number of measurement points is required and multiple measurements at each point are necessary to reduce the TDR measurement error.*

1. INTRODUCTION

Irrigation accounts for 61% of the average house-hold water supply in Central Florida (Haley *et al*., 2007). Therefore, and within a context of increasing demand for urban water resources, efficiency of residential irrigation systems has become a major issue of concern among researchers and decision makers. Since irrigation efficiency is difficult to measure, distribution uniformity (DU) can be used as a proxy for the non-management aspect of efficiency. However, the standard catch-can DU evaluation procedure is time-consuming and labor-intensive so that there is a need for more efficient DU testing methods.

Here we will evaluate the use of soil moisture measurements for DU determination, building further on an earlier study by Dukes *et al*. (2006). Distribution uniformity has received considerable attention in agricultural applications, where early modeling studies (Stern and Bresler, 1983) suggested that non-uniform irrigation distributions could affect crop yield adversely, although field experiments (Ayars *et al.*, 1990; Mateos *et al.*, 1997) showed that yields were less affected than expected. These studies showed also that spatial variability of

the applied irrigation water depth (ID) is transformed and smoothed into a less variable soil moisture pattern as a consequence of water redistribution by the soil and the crop canopy.

Rather than maximizing yield, the aim of residential irrigation is the maintenance of high quality landscapes, which consists mainly in assuring optimal soil moisture conditions for plant growth. Therefore it is postulated that DU measures based on soil moisture measurements might be more useful and represent better the "real" variability of the plant-available soil moisture, than those based on the applied irrigation water depth.

The objective of this work is to evaluate the performance of three measures of distribution uniformity, using catch-can measured ID and gravimetric and TDR measured soil moisture increments, in their capacity to distinguish different levels of non-uniformity for different measurement point configurations. Persistence of the spatial patterns and their correlation structure are analyzed, and the total soil moisture variability is decomposed into ID variability and unmeasured variability.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Site description, testing procedure and equipment

The test-site was located at the University of Florida campus in Gainesville, FL. The soil is classified as Arredondo fine sand (Carlisle *et al*., 1981) and consists of a well drained A horizon (0-1.2 m) with an average bulk density of 1.53 g cm^{-3} and a saturated hydraulic conductivity of 22.6 cm h^{-1} , overlaid on a moderately permeable B horizon with a loamy sand to sandy clay loam texture, a bulk density of 1.64 g cm^{-3}, and a saturated hydraulic conductivity of 5.9 cm h^{-1}.

Tests were performed using the catch-can method according to the ASABE standards (ASAE, 2001). Twenty-five catch-cans were placed in a uniformly spaced 0.9 m grid within a 4.6 × 4.6 m distribution area, with spray heads (Prospray, Hunter Industries, Inc; 15QC1 MPR nozzles, Rain Bird, Inc., Glendora, CA) located at the corners (see Fig. 1). The intercepted volume was measured after 30 min of irrigation, which, according to the manufacturer's specifications, yields irrigation depths of 20, 13, and 11 mm at supply pressures of 414, 138, and 69 kPa, respectively.

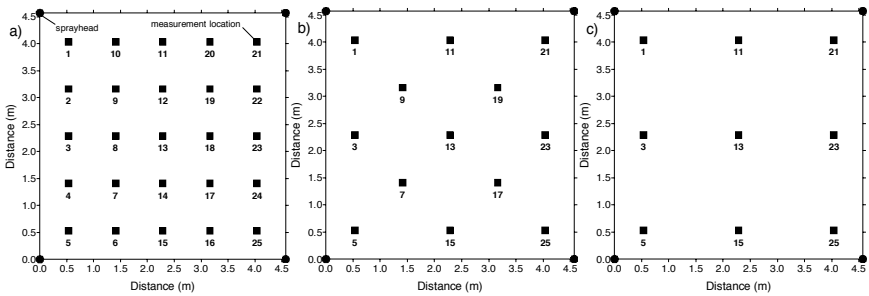


Figure 1. Disposition of the four spray heads and the 25 measurement points at the test-site (a) and alternative measurement configurations with 13 (b) and 9 (c) measurement points.

Catch-can dimensions were within the specifications of the ASABE standard. Before and after executing the tests, TDR readings (FieldScout TDR 300 Soil Moisture Meter, Spectrum Tecnologies, Inc., IL) were made with rods of .20 m, and gravimetric samples (10.4 cm length, 5.7 cm diameter) were collected using a bulk-density core sampler. Samples were weighted and oven-dried at 105ºC during 36 hours. A total of fifteen test runs, applying pressures of 69, 138 and 414 kPa, were executed between February 23 and November 8, 2005.

2.2. Methods for calculating distribution uniformity

Two common methods for calculating uniformity from catch-can measured irrigation depths are the lower quarter distribution uniformity, DU_{lq}, (Merriam and Keller, 1978) and Christiansen's coefficient of uniformity, CU, (Christiansen, 1942). The DU_{lq} is calculated as the ratio of the mean of the lower quarter of the distribution and the mean irrigation depth:

$$DU_{lq} = 4\sum_{i=1}^{n_{lq}} x_i \Big/ \sum_{i=1}^{n} x_i = m_{lq}/m\,, \tag{1}$$

where the irrigation depths, x_i, are ranked in ascending order, n_{lq} is the rank of the lower quartile, and n is the number of observations. The CU is calculated as one minus the average of the absolute deviation from the mean depth divided by the mean depth (ASABE, 2000):

$$CU = 1 - \left(\sum_{i=1}^{n} |x_i - m| \Big/ \sum_{i=1}^{n} x_i \right), \tag{2}$$

where m is the mean irrigation depth. A third measure for DU used in this study is the complement of the coefficient of variation (Wilcox and Swailes, 1947), 1-CV. All three equations were used with ID and gravimetric and TDR measured soil moisture increments, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ respectively.

2.3. Persistence of spatial patterns

The persistence of the spatial patterns of ID, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ for the five test-runs at each supply pressure was evaluated using the method proposed by Vachaud et al. (1985). For each test-run, j, the observations, $x(u_{ij})$, with location u_i and i=1,…,25, were scaled by subtracting and dividing by the spatial mean, m_j, to obtain the relative difference, $\delta(u_{ij})$:

$$\delta(u_{ij}) = \left(x(u_{ij}) - m_j\right)/m_j\,. \tag{3}$$

The mean (MRD) and standard error of $\delta(u_{ij})$ were calculated for each point, using data from the 5 test-runs at each supply pressure and mapped.

2.3. Geostatistical analysis and sources of variability

Since there were too few observations available for each test-run to infer individual variograms, an approach similar to the one proposed by Sterk and Stein (1997) was adopted to calculate stratified variograms. Assuming persistence of the spatial patterns, the same spatial correlation structures can be considered for the five test-runs at each supply pressure, for ID, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$. First, data from each test-run were standardized according to:

$$s(u_{ij}) = \left(x(u_{ij}) - m_j\right)/\sigma_j\,, \tag{4}$$

where σ_j is the standard deviation of test-run j. Pooled sample auto-variograms were computed for each supply pressure from the merged standardized dataset using the traditional equation (Goovaerts, 1997), pairing indistinctively data from the same and different test-runs. In order to control for the effect of combining data from different test-runs, also the stratified sample auto-variogram was computed from the standardized data using the following expression:

$$\gamma^{s}_{\alpha\alpha}(h) = \frac{1}{2N_s(h)} \sum_{j=1}^{5} \sum_{i=1}^{n_j(h)} \left[s(u_{ij}) - s(u_{ij}+h) \right]^2\,, \tag{5}$$

where $N_s(h) = \sum_{j=1}^{5} n_j(h)$ is the total number of data pairs separated by a distance *h*, and $n_j(h)$ is the number of data pairs belonging to the *j*th test-run, separated by a distance *h*. Using Eq. (5) only data values from the same test-run are paired and possible inhomogeneities of the merged standardized dataset do not affect the results. To analyze the joint spatial variation between the variables also pooled sample cross-variograms (Goovaerts, 1997) were calculated from the merged standardized datasets.

Stern and Bresler (1983) determined how much of the variability in Δθ (i.e., $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$) can be explained by the nonuniformity in ID, considering both as random variables and assuming a linear relationship, $\Delta\theta = a\,ID + b$, for which $\sigma^2_{\Delta\theta} = a^2\sigma^2_{ID} + \sigma^2_b$, and where *a* is a deterministic constant and *b* represents all other unmeasured crop and soil factors. *b* can be considered to represent also measurement errors and procedural effects arising from short-range variability in ID and Δθ. Introducing the correlation coefficient between $\Delta\theta$ and ID, $r_{\Delta\theta\times ID}$, this equation can be rewritten as $\sigma^2_b = \sigma^2_{\Delta\theta}\left(1 - r^2_{\Delta\theta\times ID}\right)$, showing that the variability of the unmeasured factors represents $\left(1 - r^2_{\Delta\theta\times ID}\right)$ of the variance of $\Delta\theta$, and $a = \sigma_{\Delta\theta}\, r_{\Delta\theta\times ID}/\sigma_{ID}$.

The capacity of the different distribution uniformity measures and measurement point configurations to distinguish different nonuniformities will be evaluated in terms of the least significant difference, LSD, and the ratio between the LSD and the range of DU values.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Test-run results

Manufacturer reported and mean observed irrigation depths (ID) were statistically the same (α=.05) at the different supply pressures. Observed individual test-run ID ranged from 6.7 to 23.0 mm, with a decreasing CV for increasing supply pressures (Table 1). Similarly, gravimetric and TDR measured soil moisture increments, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$, respectively, showed a decreasing CV with increasing supply pressure.

Table 1. Mean and CV (between parenthesis) of irrigation depth, ID, and gravimetric and TDR measured initial and final soil moisture contents, θ_i and θ_f, respectively, and soil moisture increments, $\Delta\theta$, for the different test-runs.

	Test-run number	gravimetric			TDR			ID
		θ_i	θ_f	$\Delta\theta$	θ_i	θ_f	$\Delta\theta$	
		$cm^3\ cm^{-3}$ (%)						mm
69 kPa	1	.111 (13)	.152 (28)	.052 (70)	.076 (14)	.093 (19)	.020 (74)	6.7 (53)
	2	.056 (26)	.129 (25)	.077 (46)	.046 (32)	.070 (27)	.027 (78)	8.5 (46)
	3	.055 (15)	.154 (23)	.099 (38)	.061 (15)	.080 (18)	.022 (64)	13.4 (39)
	4	.110 (14)	.195 (24)	.089 (38)	.079 (15)	.130 (26)	.054 (57)	10.9 (49)
	5	.050 (13)	.143 (25)	.090 (42)	.057 (26)	.094 (17)	.036 (47)	11.6 (53)
	Mean	.078 (16)	.155 (25)	.081 (47)	.064 (20)	.093 (22)	.032 (64)	10.2 (48)
138 kPa	1	.119 (10)	.186 (11)	.068 (27)	.102 (14)	.144 (16)	.042 (52)	11.9 (28)
	2	.060 (13)	.160 (17)	.100 (27)	.036 (18)	.064 (21)	.030 (45)	12.2 (32)
	3	.122 (9)	.191 (11)	.069 (33)	.108 (7)	.160 (17)	.053 (56)	13.6 (36)
	4	.068 (16)	.166 (14)	.098 (30)	.048 (27)	.095 (22)	.048 (50)	13.6 (32)
	5	.064 (11)	.165 (23)	.104 (39)	.038 (21)	.069 (27)	.034 (56)	15.2 (37)
	Mean	.087 (12)	.174 (15)	.088 (31)	.066 (18)	.106 (21)	.041 (52)	13.3 (33)
414 kPa	1	.064 (23)	.189 (19)	.125 (26)	.054 (26)	.113 (31)	.066 (50)	19.0 (20)
	2	.084 (10)	.219 (12)	.134 (21)	.076 (17)	.159 (18)	.083 (36)	19.6 (22)
	3	.062 (23)	.201 (13)	.139 (22)	.054 (31)	.106 (15)	.052 (33)	19.3 (32)
	4	.092 (10)	.202 (14)	.110 (27)	.088 (12)	.170 (18)	.081 (41)	23.0 (29)
	5	.060 (21)	.197 (17)	.138 (23)	.058 (22)	.187 (25)	.132 (36)	21.3 (31)
	Mean	.072 (17)	.201 (15)	.129 (24)	.066 (22)	.147 (21)	.083 (39)	20.4 (27)

The CV of gravimetric and TDR measured θ_f (after irrigation) did not follow this behaviour, indicating that the

direct use of this measure for evaluating distribution uniformity seems less suited. Overall mean $\Delta\theta_{TDR}$ were on average 40, 47, and 64% smaller than $\Delta\theta_{grav}$ for the 69, 138, and 414 kPa supply pressures, respectively, which could be attributed at least in part to different measurement depths and non-uniform wetting of the sampled soil depth. This is probably also the reason why the TDR measured soil moisture increments yielded the highest overall CVs, while those for irrigation depth and $\Delta\theta_{grav}$ were almost identical. It points towards the importance of generating non-uniform distributions with the same volume of applied water(by adjusting the irrigation time) and using similar exploration depths for the gravimetric and TDR measurements. The ratio of the CVs of $\Delta\theta$ (infiltrated water) and ID were higher than expected. Stern and Bresler (1983) found ratios of .42 and .29 for a loamy sand and a sandy clay loam soil, respectively. Mateos et al. (1997) obtained ratios ranging from 0.23 to 0.45 in a loam soil. The infiltrated water is redistributed in the superficial soil horizon as a function of the initial moisture content and the soil hydraulic properties at each point. This process transforms the ID spatial pattern into a spatially less variable $\Delta\theta$ pattern. Since water flow in sandy soils is predominantly vertical, higher CV ratios can be expected in this case.

3.2. Persistence of patterns

The spatial patterns observed for ID, $\Delta\theta_{grav}$, and $\Delta\theta_{TDR}$ during the different test-runs became more persistent as the supply pressure (and the applied water depth and its uniformity) increased, as can be seen from the corresponding standard deviation maps shown in figure 2. Similarity between the patterns of ID, $\Delta\theta_{grav}$, and $\Delta\theta_{TDR}$ was lost as the supply pressure decreased. Persistence of ID patterns was highest, intermediate for $\Delta\theta_{grav}$, and lowest for $\Delta\theta_{TDR}$. The observed pattern corresponds as expected with the combined circular pattern of the four spray heads, resulting in values lower than the plot average at the four corners, nearby the spray heads, and in the center of the plot, especially at the smallest supply pressure. This may offer opportunities for reducing the number of measurement points. The observed persistence in figure 2 indicates that the same spatial correlation structure can be assumed for the different test-runs at a single supply pressure.

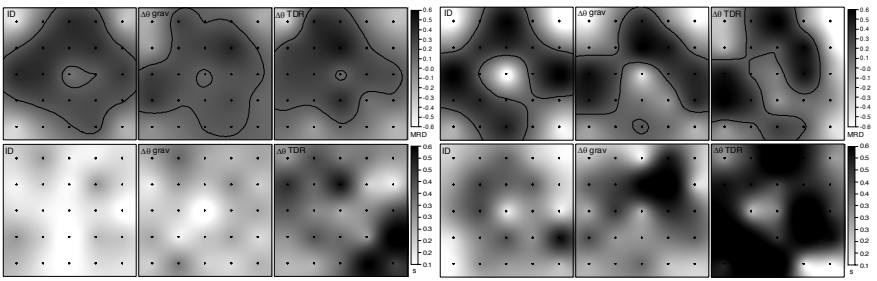


Figure 2. Mean relative difference (MRD) and corresponding standard deviation (s) maps for irrigation depth, ID, and gravimetric and TDR measured soil moisture increments, $\Delta\theta_{grav}$, and $\Delta\theta_{TDR}$, respectively, for test-runs at 414 (left) and 69 kPa (right). Contour MRD = 0.

3.3. (Geo)statistical relationships between ID, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$

The correlation between ID, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ varied strongly between test-runs and supply pressures, but was significant (α=.01) for all cases when considering the mean of the five test-runs (see 1-r^2 in Table 2). In general, correlation increased with decreasing supply pressure and associated nonuniformity. The lowest correlations were observed between $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$, ranging from .56 (414 kPa) to .68 (69 kPa), most likely due to differing sampling depths and volumes, larger experimental errors of TDR measurements, and slightly differing sampling locations nearby the catch-cans. $\Delta\theta_{grav}$ was best correlated with ID, with correlation coefficients ranging from .72 (414 kPa) to .85 (69 kPa).

Pooled and stratified sample variograms (not shown) were very similar, indicating that pairing observations of different test-runs did not affect the variogram calculation, with a range of approximately 2 m for all three variables. Table 2 shows that the nugget variance (c_0), a measure of the variability that can not be explained by the geostatistical model (i.e. microscale variability not captured by the sampling design and measurement or procedural errors), was smallest for ID (.27-.37) and represented more than half the total variance of $\Delta\theta_{grav}$ (.55-.74) and $\Delta\theta_{TDR}$ (.53-.83). The procedural errors of the three variables can be considered independent, so that the nugget variance of the sample cross-variograms derived only from unexplained microscale variance. Table 2 shows that the sample cross-variograms had a much smaller nugget, indicating that there existed little correlation between increments at the microscale, so that the large nugget variances of $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ can be attributed mainly to measurement and procedural errors.

Table 2. (Geo)statistical parameters explaining the relationships and the proportion of the variability of $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ explained by ID and non-measured factors, including procedural errors (see text for explanation of symbols).

	414 kPa			138 kPa			69 kPa		
	ID	$\Delta\theta_{grav}$	$\Delta\theta_{TDR}$	ID	$\Delta\theta_{grav}$	$\Delta\theta_{TDR}$	ID	$\Delta\theta_{grav}$	$\Delta\theta_{TDR}$
m	20.4	.129	.083	13.3	.088	.041	10.2	.081	.032
σ^2	30.3	9.6×10^{-4}	10.5×10^{-4}	19.3	7.4×10^{-4}	4.5×10^{-4}	24.0	14.5×10^{-4}	4.2×10^{-4}
c_0	.27	.71	.83	.37	.74	.53	.32	.55	.79
	ID×$\Delta\theta_{grav}$	ID×$\Delta\theta_{TDR}$	$\Delta\theta_{grav}$×$\Delta\theta_{TDR}$	ID×$\Delta\theta_{grav}$	ID×$\Delta\theta_{TDR}$	$\Delta\theta_{grav}$×$\Delta\theta_{TDR}$	ID×$\Delta\theta_{grav}$	ID×$\Delta\theta_{TDR}$	$\Delta\theta_{grav}$×$\Delta\theta_{TDR}$
$1\text{-}r^2$	.48	.52	.69	.36	.45	.66	.28	.48	.54
a	.0029	.0027	.53	.0039	.0033	.54	.0054	.0022	.32
b	.069	.028	.039	.037	-.003	.019	.026	.011	.022
b/m	.54	.34	.47	.42	-.08	.46	.32	.31	.68
c_0	.17	.10	.15	.21	.12	.17	.11	.27	.04

To determine how much of the variability in $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$ can be explained by the nonuniformity in ID, the parameters of the linear relationship proposed by Stern and Bresler (1983) were calculated and are shown in Table 2. Other non measured sources of variability than ID accounted for 28-48 % and 45-56 % of the variance of $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$, respectively, while other sources of variability than $\Delta\theta_{grav}$ represented 53-69% of the variance of $\Delta\theta_{TDR}$. In general, the proportion of the mean and the variability of $\Delta\theta_{grav}$, explained by ID increased as the pressure decreased and the induced nonuniformity increased. The "backgroud noise" in the $\Delta\theta_{grav}$ measurements, due to soil moisture redistribution and procedural errors, could make it difficult to detect small irrigation nonuniformities (i.e., at 441 kPa), but becomes proportionally less important as the irrigation nonuniformity increases. These results seem to support the use of soil moisture measurements for evaluating DU. However, sensor measurements should be handled with care, since the $\Delta\theta_{TDR}$ measurements accounted for only 33-53% of the mean and 31-47 % of the variance of the $\Delta\theta_{grav}$ measurements, but with an increasing proportion of the variance explained as the nonuniformity increased. This unexplained variability could be reduced by repeating several sensor measurements at each point and by producing nonuniform irrigation distributions with the same volumes of applied water (by adjusting irrigation times), so that variability arising from different soil wetting depths, as compared to the sensor explored soil depth, can be eliminated.

3.4. Distribution uniformity

As expected, the DU increased with increasing supply pressure (Fig. 3). The highest uniformity was observed for $\Delta\theta_{grav}$, followed by ID, as consequence of the moisture redistribution in the soil. Due to the large variability in the TDR measurements $\Delta\theta_{TDR}$ uniformity was lower than the ID uniformity. The DU_{lq} measure provided the lowest values and the CU the highest. Variability between the 5 test-runs increased as the supply pressure decreased. Note that DU measures based on statistical dispersion, such as CU or 1-CV, provide nearly identical values for ID and $\Delta\theta_{grav}$. Despite the noisy nature of the $\Delta\theta_{TDR}$ data, it can be seen in figure 3 that they provide proportionally larger differences between the 138 and 414 kPa nonuniformities as compared to ID or $\Delta\theta_{grav}$, for al three DU measures. These results seem to support the use of DU measures based on soil moisture measurements.

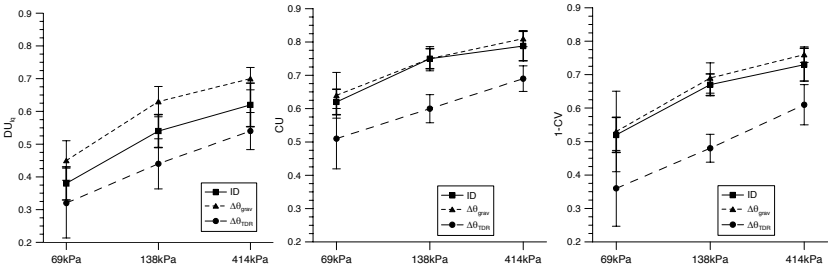


Figure 3. Mean distribution uniformity at different supply pressures as expressed by the lower quarter distribution uniformity, DU_{lq}, the Christiansen´s uniformity coefficient, CU, and the complement of the coefficient of variation, 1-CV, calculated from irrigation depth, ID, and gravimetric and TDR measured soil moisture increments, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$, respectively, for 25 point grid. Error bars represent the 90% CI.

3.5. Capacity to distinguish nonuniformities

Uniformity measures based on catch-can ID had on average the lowest LSD and LSD/range, with CU and 1-CV performing best in general. Reducing the number of measurement points form 25 to 9 caused only a modest increment of the LSD, which was annulated when compared to the range of DU values. All three measures, calculated from grids of 25, 13 and 9 points, produced significant (α=.05) differences between uniformity values for the 414 and 69 kPa, as well as for the 138 and 69 kPa test-runs. The 414 and 138 kPa test-run uniformity measures showed only significant differences for the 9-point DU_{lq} and 1-CV. As a result, the ID-based DU evaluation procedure can be simplified using 9 in turn of 25 catch-cans, without any loss of performance, at least for the conditions of this experiment.

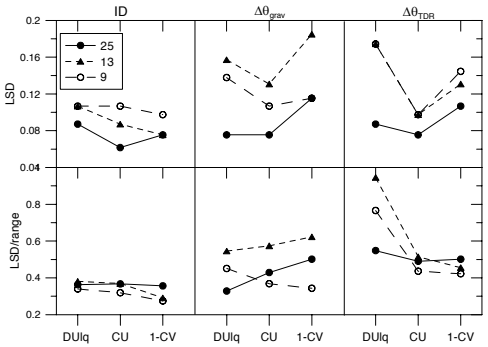


Figure 4. Least significant difference, LSD, and the ratio between LSD and the range of the uniformity values, for irrigation depth, ID, and gravimetric and TDR measured soil moisture increments, $\Delta\theta_{grav}$ and $\Delta\theta_{TDR}$, respectively, for grids of 25, 13 and 9 points (see Fig. 1).

This holds also for the $\Delta\theta_{grav}$-based uniformity measures, although they showed larger LSD and LSD/range values, especially for the 13-point measurement configuration, indicating that the results are not only affected by the number of measurement points, but also by their position within the test area.

The DU measures based on $\Delta\theta_{TDR}$ showed the highest LSD and LSD/range values, especially for DU_{lq} determined from the 13- and 9-point measurement configurations, as a result of instability in the DU_{lq} calculations due to its sensitivity to outliers and to the small number of values available to calculate the lower

quarter mean. However, differences between the 414 and 69 kPa and 414 and 138 kPa test-runs were still significant for all three measurement configurations, except for the 9-point DU_{lq}. None of the $\Delta\theta_{TDR}$–based measures were significantly different for the 138 and 69 kPa test-runs. In this case, reducing the number of measurements becomes risky, especially when using DU_{lq}, due to its sensitivity to outliers ($\Delta\theta_{TDR} = 0$ in this case). The different results for the $\Delta\theta_{TDR}$–based measures are mainly caused by the large proportion of non ID-related variability in the data, due to a combination of higher measurement errors of the used TDR probe and a higher proportion of non-wetted soil in the total explored soil depth by this sensor, as compared to the gravimetric measurements. It is expected that increasing the number of measurements at each point and adjusting the applied water depth to the depth of exploration by the sensor could improve the performance of this DU evaluation method.

5. CONCLUSIONS

The results of this experiment indicate that reducing the number of measurement points from 25 to 9 did not affect the performance of the ID-based DU measures. A 60% reduction of the number of catch-cans is expected to reduce proportionally the required labor and time to execute the test-runs. The performance of the gravimetric soil moisture-based uniformity measures was similar to those based on ID at the different measurement configurations. Also in this case a significant reduction of the number of measurement points can be envisioned, which is expected to reduce the associated field and laboratory effort drastically. DU measures, based on TDR measured soil moisture, only achieved the performance of those for ID and $\Delta\theta_{grav}$ when comparing the most extreme induced nonhomogeneities (38 vs. 414 kPa). When reducing the number of measurement points, special care should be taken with outliers and the use of DU_{lq} should be avoided. The performance of sensed soil moisture-based DU evaluation methods can be improved by repeating several measurements at each point. For future experimental work it is recommended to generate the different nonuniform distributions for equal volumes of applied water by adjusting the irrigation time. In this way the opportunity for soil wetting and wetted depth become independent of (non)uniformity, so that the effect of uneven wetting of the sensor-explored depth interval disappears.

Acknowledgement. Special thanks to Stephen Hanks for the field data collection portion of this work.

REFERENCES

ASAE, 2001. *Test procedure for determining uniformity of water distribution of center pivot and lateral move irrigation machines equipped with spray or sprinkler nozzles*. ASCE Standard S436.1, 48th Ed., American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI.

Ayars, J.E., R.B. Hutmacher, G.J. Hoffman, J. Letey, J Ben-Asher, K.H. Solomon, 1990. Response of sugar beet to non-uniform irrigation. *Irrig. Sci. 11*, 101-109.

Carlisle, V.W., C.T. Hallmark, F. Sodek, R.E. Caldwell, L.C. Hammond, and V.E. Berkheiser, 1981. *Characterization data for selected Florida soils. Soil Science Research Report No. 81-1*. Institute of Food and Agricultural Sciences, Soil Science Department, University of Florida, Gainesville, FL.

Christiansen, J.E., 1942. Irrigation by sprinkling. *California Agricultural Exp. Stn. Bull. 670*, Univ. of California at Berkley, Berkley, Calif.

Dukes, M., M.B. Haley, and S.A. Hanks, 2006. Sprinkler irrigation and soil moisture uniformity. *Proceedings 2006 Annual International Irrigation Show*. p 446-460.

Goovaerts, P. 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford Univ. Press, Oxford.

Haley, M.B., M.D. Dukes, and G.L. Miller. Residential irrigation water use in Central Florida. *J. Irrig. Drain. Engnrg. 133*, 427-434.

Mateos, L, E.C. Mantovani, and F.J. Villalobos, 1997. Cotton response to non-uniformity of conventional sprinkler irrigation. *Irrigation Sci. 17*, 47-52.

Merriam, J.L., and J. Keller, 1978. *Farm irrigation system evaluation: A guide for management*. Dept. of Agricultural and Irrigation Engineering, Utah State Univ., Logan, Utah.

Sterk, G., and A. Stein. 1997. Mapping wind-blown mass transport by modeling variability in space and time. *Soil Sci. Soc. Am. J. 61*, 232–239.

Stern, J., and E. Bresler, 1983. Nonuniform sprinkler irrigation and crop yield. *Irrig. Sci. 4*, 17-29.

Vachaud, G., A. Passerat de Silans, P. Balabanis, and M. Vauclin, 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J. 49*, 822-828.

Wilcox, J.C., and G.E. Swailes, 1947. Uniformity of water distribution by some under tree orchard sprinklers. *Sci. Agric. 27*, 565-583.

CARACTERIZACIÓN MULTIFRACTAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PORO MEDIDA POR INYECCIÓN DE MERCURIO

Eva Vidal Vázquez[1]*, Roger M. Mestas Valero[1], José M. Mirás Avalos[1], Glécio Machado Siqueira[2], Jorge Dafonte Dafonte[2] y Jorge Paz Ferreiro[1]

1: Facultad de Ciencias
Universidade da Coruña
Campus A Zapateira, s/n 15071 Coruña, España
e-mail: evidal@udc.es

2: Escuela Politécnica Superior
Universidade de Santiago de Compostela
Departamento de Ingeniería Agroforestal. Campus Universitario 27002 Lugo, España

Palabras clave: Porosimetría, Inyección de mercurio, Análisis multifractal, Materia orgánica

RESUMEN. *En este trabajo se analizan las características multifractales de distribuciones de tamaño de poro medidas por inyección de mercurio. Se comparan dos pares de muestras con similar textura y distinto contenido en materia orgánica tomados en parcelas contiguas con diferentes usos. Las muestras más ricas en materia orgánica presentaron mayor volumen de macroporos. Mediante el análisis de los espectros de singularidades y de dimensiones generalizadas se comprobó que las curvas de inyección de mercurio presentaban naturaleza multifractal. Los espectros multifractales de muestras con similar textura y distinto contenido en materia orgánica no exhibieron diferencias notables en uno de los suelos estudiados, pero fueron visiblemente diferentes en el otro, en contraste con las respectivas curvas acumulativas de entrada de mercurio. Los parámetros multifractales extraídos de los espectros de singularidad y dimensiones generalizadas reflejaron las principales características de las distribuciones de tamaño de poro y proporcionan una descripción cuantitativa de las mismas.*

ABSTRACT. *The aim of this work was to assess the multifractal characteristics of pore size distributions measured by mercury injection porosimetry. Two pairs of soil samples with similar texture and different organic matter contents were taken in neighbouring plots with distinct soil uses. Volume of macropores was higher on samples with higher organic matter content. Singularity spectra and generalized dimension spectra showed that multifractal distribution was a suitable model for mercury injection curves. Multifractal spectra of soil samples with similar texture did not show great differences in one of the studied soils but they were visibly distinct in the second soil, which differ from the corresponding cumulative mercury injection curves. Multifractal parameters extracted from singularity spectra and generalized dimension spectra reflected the main characteristics of the pore size distributions allowing their quantitative description.*

1. INTRODUCCIÓN

El espacio poroso del suelo determina las proporciones relativas de las fases líquida y gaseosa, así como la movilidad de los fluidos que forman parte de la composición del mismo; en los poros también viven los microorganismos del suelo. Dada la complementariedad entre la fase sólida y el espacio poroso del suelo,

algunos autores han utilizado el análisis del sistema poroso para describir y cuantificar aspectos relacionados con la estructura del mismo (Dexter, 1988; Kay, 1990). El contenido en materia orgánica es uno de los factores de los que depende la estabilidad de la estructura (Oades, 1984), al tiempo que interviene en la magnitud y distribución del espacio poroso (Fernández Rueda, 1997).

Durante los últimos años se han desarrollado numerosos métodos para evaluar la estructura del suelo a partir de distribuciones de tamaño de poro y muchos de ellos han aplicado técnicas de análisis fractal para caracterizar las mismas (Perrier et al., 1999; Bartoli et al., 1991; Caniego et al., 2001; Menéndez et al., 2005, entre otros). Más recientemente se han desarrollado numerosos trabajos que emplean la aproximación multifractal para describir distribuciones de tamaño de poro. Los multifractales son fractales no uniformes y, en oposición a los fractales uniformes, presentan fluctuaciones de densidad local (Posadas et al., 2003). La caracterización multifractal de datos de porosidad obtenidos por análisis de imagen ha sido llevada a cabo entre otros por Posadas et al. (2003), Bird et al. (2006) y Grau et al. (2006), mientras que Vidal Vázquez et al. (2008) han empleado datos de porosidad obtenidos por inyección de mercurio.

El objetivo principal del presente trabajo consiste en la descripción de las características multifractales de distribuciones de tamaño de poro obtenidas por inyección de mercurio. Adicionalmente, se emplean parámetros obtenidos de los espectros de singularidad y de dimensiones generalizadas para llevar a cabo un estudio cuantitativo de la influencia del contenido en materia orgánica sobre la distribución de tamaño de poros.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Los suelos seleccionados se ubican en las localidades Barreiro-Mondoñedo y Bonxe, ambos en la provincia de Lugo, siendo los materiales de partida caliza y sedimentos terciario-cuaternarios, respectivamente. La toma de muestras se efectuó en el horizonte superficial de parcelas vecinas con distinta dedicación, cultivo o prado. Con ello se pretendía obtener pares de muestras con textura similar y diferentes contenidos en materia orgánica. En la tabla 1 se consigna la composición de los horizontes estudiados. Se comprueba que el contenido en materia orgánica es más elevado bajo pradera que bajo policultivo en rotación en los dos pares de muestra estudiados. Así mismo la composición granulométrica es muy similar en las tres fracciones texturales, en particular en el suelo de Bonxe.

Tabla 1. Composición de los horizontes de laboreo estudiados.

Localidad	Uso del suelo	pH	M. Orgánica (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)
Bonxe	Prado	5,2	6,50	49.5	32,5	18,0
Bonxe	Cultivo	5,1	4,80	50,0	31,9	18,1
Barreiro	Prado	7,4	3,42	47,7	43,2	9,1
Barreiro	Cultivo	7,2	2,92	45,5	45,8	8,7

La técnica de la porosimetría de inyección de mercurio está basada en la elevada tensión superficial de este metal líquido, que por lo tanto no moja las superficies con las que entra en contacto. Cuando se inyecta mercurio a presión en una muestra de suelo, asumiendo que los poros son cilíndricos, se puede obtener el diámetro equivalente, d, a partir de la presión, P, aplicada para forzar la entrada del líquido, dada que ambos parámetros son inversamente proporcionales, según la ley de Jurin, descrita en Fiès (1992), entre otros:

$$P = -4\gamma\cos\theta/d \quad (1)$$

En donde θ el ángulo de contacto entre el mercurio y la matriz sólida del suelo (140°), y γ es la tensión superficial del mercurio (0,480 N/m).

Las medidas de distribución de tamaño de poro se efectuaron en muestras de 1,7 a 2 g que constaban de varios agregados de 2 a 3 mm de diámetro. Se utilizó un porosímetro modelo Micromeritics 9310 (Microdevices Inc.,

USA) con dos unidades que permitían operar desde $3{,}10^{-3}$ hasta 300 MPa (Fiès, 1992; Fernández Rueda, 1997), lo que corresponde a diámetros equivalentes de aproximadamente 500 a 0,005 μm.

El análisis multifractal de una distribución de probabilidades en un intervalo lineal I = [a,b] requiere la definición de diferentes subintervalos de I con la misma longitud, δ. El procedimiento generalmente empleado para ello (Evertsz y Mandelkbrot, 1992; Kravchenko et al., 1999; Jiménez-Hornero et al., 2007) consiste en una reducción de escala diádica, lo que supone efectuar particiones sucesivas del soporte de acuerdo con dimensiones o tamaños que vienen dados por: $\delta = 2^{-k}L$, en donde k = 0, 1, 2, … y L es la longitud del soporte.

La implementación del análisis multifractal de las distribuciones de tamaño de poro ha sido descrita previamente (Vidal Vázquez et al., 2008). En la práctica dicho análisis es similar al efectuado para otras propiedades del suelo que actualmente pueden ser caracterizadas con técnicas avanzadas que proporcionan series de datos medidas sobre un soporte cuyas dimensiones permiten considerar la presencia o ausencia de multifractalidad. Entre las propiedades del suelo que han sido analizadas de un modo similar cabe citar la distribución del tamaño de partícula medida por difracción láser (Posadas et al., 2001; Montero, 2005; Miranda et al., 2006), las distribuciones de tamaño de poro obtenidas por análisis de imagen (Posadas et al., 2003; Bird et al., 2006; Grau et al., 2006) y porosimetría de intrusión de mercurio (Vidal Vázquez et al., 2008) o los diagramas de adsorción de nitrógeno (Paz-Ferreiro et al., 2009).

En todos los casos antes citados, para cada tamaño de escala δ, se le asigna un número de celdas $N(\delta) = 2^k$ de tal modo que las medidas respectivas $\mu_i(\delta)$ se evalúan a partir de la distribución relativa de los datos de volumen de Hg inyectado, v_i,, o de otra variable experimental que se considere. Dicho de otro modo, en primer lugar se normalizan los datos experimentales de volumen para obtener una función de probabilidad:

$$V_i = (v_i / \sum_i v_i)\ ,\ i = 1,2,...,N(\delta) \tag{2a}$$

de modo que,

$$\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} V_i = 1 \tag{2b}$$

Posteriormente la medida $\mu_i(\delta)$ asignada a cada una de las celdas o intervalos se evalúa sumando todas las contribuciones o datos experimentales, V_i, que corresponden a cada celda. Conviene recordar que los intervalos de escala a que se refieren los cálculos presentan un espaciado logarítmico.

A partir de las series de datos normalizados se calcula la función de probabilidad (p_i) según:

$$p_i(\delta) = \frac{N_i(\delta)}{N_t} \tag{3}$$

En donde $p_i(\delta)$ es la probabilidad de la medida en el segmento o celda i^{th} de tamaño δ, $N_i(\delta)$ es el volumen normalizado correspondiente a la celda i^{th} y N_t es el volumen total en el rango de diámetros de poro equivalentes estudiados.

De acuerdo con Chhabra y Jensen (1989), para cada intervalo i^{th} de tamaño δ, la función de probabilidad tiene la siguiente propiedad para una medida multifractal:

$$p_i(\delta) \sim \delta^{-\alpha_i} \tag{4}$$

En donde α_i, es el exponente de Hölder que cuantifica la importancia de las singularidades de la medida de una variable y depende de cada celda *i*. El exponente α_i también es conocido como la dimensión fractal local y su

valor se puede calcular de la relación (4) cuando $\delta \rightarrow 0$.

Para una medida multifractal diferentes segmentos o celdas presentan diferente exponente, α, que corresponden a distintos grados de singularidad de la medida. Para medidas con distribución multifractal, el número $N_\alpha(\delta)$ de celdas de tamaño δ con un exponente de Hölder con el mismo valor de α, $f(\alpha)$ aumenta conforme disminuye δ , según la siguiente relación de potencia:

$$N_\alpha(\delta) \sim \delta^{-f(\alpha)} \tag{5}$$

Por otra parte la función de partición puede ser determinada para sucesivos momentos q que varían de $-\infty$ a $+\infty$ mediante la expresión:

$$\chi(q,\delta) = \sum_{i=1}^{n(\delta)} p_i^q \tag{6}$$

También se ha puesto de manifiesto (Halsey et al., 1986; Chhabra y Jensen, 1989, entre otros) que cuando se representa en coordenadas doble logarítmicas el término $\chi(q,\delta)$ versus δ para diferentes valores de q se obtiene:

$$\chi(q,\delta) \propto \delta^{-\tau(q)} \tag{7}$$

En donde $\tau(q)$ es una función no lineal de q conocida como la función exponente de masa. A su vez τ (q) puede escribirse del siguiente modo:

$$\tau(q) = \lim_{\delta \to 0} \frac{\log \chi(q,\delta)}{\log \delta} \tag{8}$$

La transformación de Legendre de la curva $\tau(q)$ permite obtener siguiendo a Chhabra y Jensen (1989) la dimensión fractal local $\alpha(q)$. Además, siguiendo este método, también se puede estimar el parámetro $f(\alpha)$ de la ecuación (5) que representa el número de celdas de dimensiones δ en las que existe el mismo valor de α:

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \tag{9a}$$

$$f(\alpha) = q\alpha(q) - \tau(q) \tag{9b}$$

El gráfico de $f(\alpha)$ frente a α, se denomina espectro multifractal y es una parábola invertida. Dicho espectro es un solo punto en el caso de un modelo monofractal y para distribuciones multifractales presenta un intervalo de valores de α más amplio conforme aumenta la heterogeneidad de la distribución.

Las medidas multifractales también pueden ser caracterizadas por su espectro de dimensiones generalizadas. En la práctica se pueden obtener modelos multifractales con un número pequeño de parámetros como las dimensiones generalizadas (Hentschel y Procaccia, 1983), también denominadas dimensiones de Rényi autor que las definió en 1955 mediante la siguiente expresión:

$$D_q = \lim_{\delta \to 0} \frac{1}{q-1} \frac{\log[\chi(q,\delta)]}{\log \delta} \tag{10}$$

Por lo tanto, τ and D_q presentan la siguiente relación:

$$\tau(q) = (1-q)D_q \tag{11}$$

Para una distribución monofractal D_q es una constante cuando se representa en función de q, de modo que la evaluación de sucesivos momentos no proporciona información adicional. Sin embargo para medidas multifractales la relación entre D_q y q no es constante y típicamente presenta un aspecto similar al de una doble sigmoide con un punto de inflexión para $q = 0$. En este caso las dimensiones generalizadas que se emplean más frecuentemente corresponden a la parte central del espectro y son: D_0 obtenida para q = 0, D_1 para q = 1 y D_2 para q = 2, que se denominan respectivamente dimensión de capacidad, de información (o entropía de Shannon) y de correlación.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Distribuciones de tamaño de poro

En la Figura 1 se presentan las curvas acumulativas de mercurio inyectado en los agregados en el intervalo de diámetros equivalentes comprendido entre 300 y 0,005 mm para las muestras tomadas en las localidades de Bonxe y Barreiro, mientras que en la Figura 2 se muestran las correspondientes distribuciones de tamaño de poro. El volumen total de mercurio inyectado en el entorno de tamaños de poros estudiados (0,005 a 300 μm), así como el que corresponde a los poros de transmisión (> 50 μm), almacenamiento (50 a 0,5 μm) y residuales (< 0,5 μm), según la clasificación de Greenland (1977) se consignan en la Tabla 2.

Se aprecia una fase mayor de entrada de mercurio en las cuatro muestras estudiadas (Figura 1), de modo que la distribución de tamaño de poro puede ser descrita, en primera aproximación, como una curva unimodal. Sin embargo una observación más detallada permite reconocer fases menores de entrada de mercurio en el entorno de los poros superiores a 10 μm, por un lado e inferiores a 0,5 μm, por otro lado. Estos resultados son similares a los obtenidos para otros suelos de textura media en la Comunidad Autónoma de Galicia (Fernández Rueda, 1997).

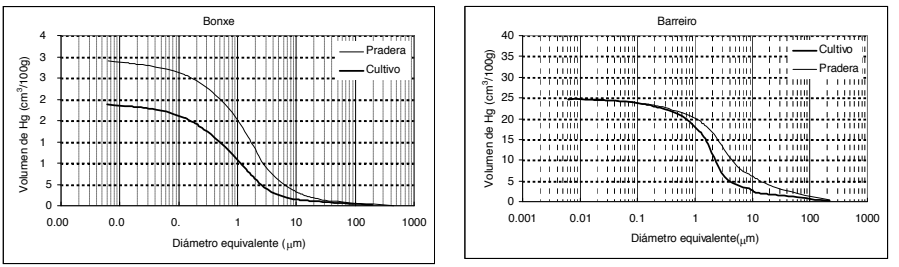


Figura 1. Curvas acumulativas de inyección de mercurio en las parcelas dedicadas a pradera y a cultivo de los dos suelos estudiados.

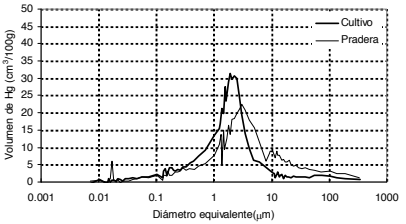


Figura 2. Distribución de tamaño de poro en el suelo de Barreiro bajo pradera y cultivo.

El volumen total de mercurio inyectado en el suelo de Bonxe, entre 300 y 0.005 μm, es claramente superior en las muestras tomadas bajo prado que en las tomadas bajo cultivo, mientras que, por el contrario, en el suelo de Barreiro dicho volumen es muy similar (Figura 1 y Tabla 2). Sin embargo, en los dos suelos los poros de mayor tamaño presentan una abundancia relativamente mayor bajo pradera que bajo cultivo, como se puede comprobar en la Figura 3 en donde se representa la distribución relativa de poros en función de su diámetro equivalente para las muestras tomadas en Barreiro. En efecto, en esta figura se puede comprobar como la distribución de tamaño de los poros más finos, inferiores a 0,1 μm, se mantiene prácticamente igual, independiente del uso de suelo, mientras que por encima de este umbral es en donde se observan diferencias, de tal modo que los poros de mayores dimensiones son más abundantes bajo pradera.

Tabla 2. Porosidad total, de transmisión, almacenamiento y residual medida por inyección de mercurio.

Localidad	Uso del suelo	Total	> 50 μm	50 a 0,5 μm .	<0,5 μm
		----------		$cm^3.100g^{-1}$	----------
Bonxe	Prado	34,0	1,0	24,2	8,8
Bonxe	Cultivo	23,8	0,9	14,4	8,7
Barreiro	Prado	24,8	2,3	19,4	3,6
Barreiro	Cultivo	24,7	1,2	19,9	3,1

Los datos de la Tabla 2 ponen de manifiesto que en el suelo de Bonxe existen amplias diferencias en cuanto al volumen que ocupan los mesoporos que asciende a 24,2 cm^3/100g bajo pradera frente a 14,4 cm^3/100g bajo cultivo. Por el contrario en Barreiro las diferencias son de escasa magnitud tanto en lo que se refiere a la porosidad total como en los tres entornos de tamaño de poro considerados.

3.2. Análisis multifractal de las distribuciones de tamaño de poro

Las funciones exponente de masa, $\tau(q)$, de las cuatro muestras estudiadas se presentan en la Figura 3. Se comprueba que las curvas son convexas y distintas de la línea recta que corresponde al modelo monofractal. El índice de multifractalidad sigue el siguiente orden: Barreiro pradera < Bonxe cultivo ≈ Bonxe pradera < Barreiro cultivo.

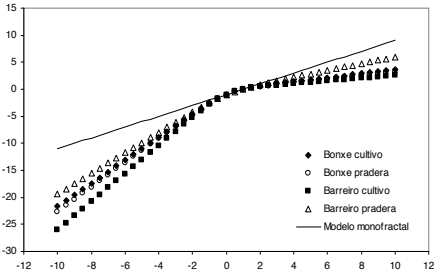


Figura 3. Funciones exponentes de masa, τ(q), de las distribuciones de tamaño de poro obtenidas por inyección de mercurio.

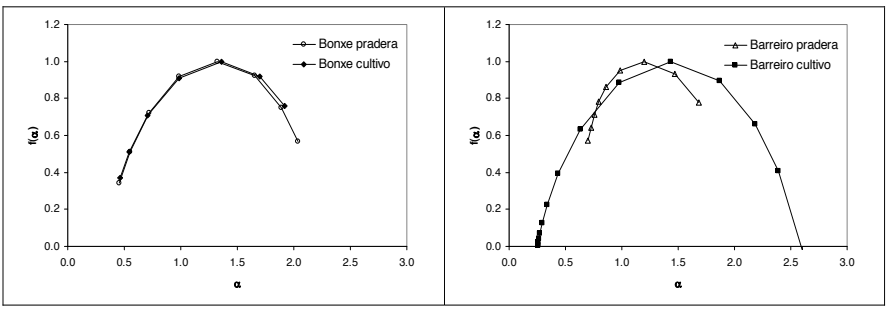


Figura 4. Espectros de singularidad f(α) dimensiones generalizadas o espectros de Rényi, D(q) de las cuatro muestras estudiadas.

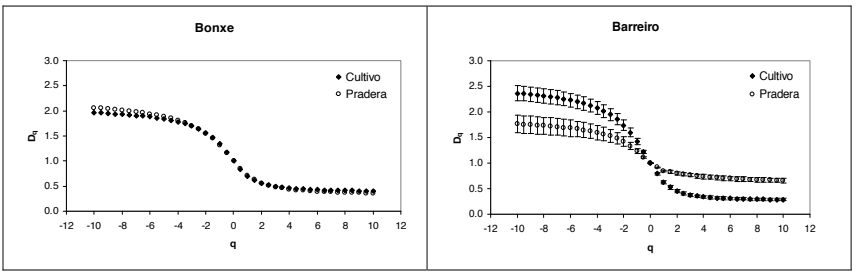


Figura 5. Espectros de dimensiones generalizadas o espectros de Rényi, D(q) de las cuatro muestras estudiadas.

Paralelamente, los espectros de singularidad, f(α), y de dimensiones generalizadas, D(q), se presentan en las Figuras 4 y 5 respectivamente. En ambos espectros, las diferencias entre las muestras de Bonxe son inferiores que las que corresponden a las muestras de Barreiro, lo que está de acuerdo con lo observado para la función exponente de masa, τ(q), y contrasta con lo observado en las curvas acumulativas de intrusión de mercurio.

La mayor diferencia en los espectros de singularidad, f(α), del suelo de Bonxe se aprecia en la rama derecha del mismo, que corresponde a la abundancia relativa de los poros de menor diámetro equivalente; por el contrario los poros de mayores dimensiones presentan una abundancia similar bajo pradera y cultivo y son más frecuentes que los poros de menores dimensiones, como pone de manifiesto la mayor longitud de la rama izquierda de f(α), que es muy similar para los dos usos del suelo estudiados. Estos resultados están de acuerdo con los datos experimentales si, en vez de las curvas acumulativas de inyección de mercurio, se consideran las distribuciones relativas de los tamaños de poros. En este caso, los espectros multifractales de muestras con similar textura y distinto contenido en materia orgánica no presentaron diferencias importantes en cuanto a su amplitud o a la longitud de sus ramas, lo que significa que la heterogeneidad geométrica del medio poroso no dependió del contenido en materia orgánica.

En el suelo de Barreiro, las mayores diferencias que se observan en los espectros de singularidad, f(α), y de dimensiones generalizadas, D(q), tampoco están en relación con las curvas acumulativas de entrada de mercurio del volumen total de poros que son intruídos, dado que estos parámetros son muy variables bajo los dos tipos de dedicación. Una vez más los espectros multifractales reflejan la organización interna de las respectivas distribuciones de tamaños de poros que difieren notablemente entre sí, como se puede observar en la Figura 2. En este caso se ponen de manifiesto diferencias importantes en cuanto a la heterogeneidad geométrica de los agregados muestreados bajo pradera y policultivo en rotación.

Tabla 3. Índices multifractales obtenidos de los espectros de dimensiones generalizadas y de singularidad.

Localidad	Uso del suelo	D_1	R^2	D_2	R^2	D_{-10}	R^2	D_{10}	R^2
Bonxe	Prado	0,717 ± 0,066	0,991	0,563 ± 0,101	0,977	2,060 ± 0,283	0,981	0,358 ± 0,082	0,950
Bonxe	Cultivo	0,695 ± 0,078	0,987	0,560 ± 0,085	0,968	1,963 ± 0,415	0,949	0,405 ± 0,093	0,949
Barreiro	Prado	0,847 ± 0,046	0,997	0,802 ± 0,071	0,992	1,762 ± 0,405	0,949	0,658 ± 0,102	0,976
Barreiro	Cultivo	0,629 ± 0,074	0,986	0,454 ± 0,075	0,973	2,367 ± 0,335	0,980	0,284 ± 0,051	0,968

En la Tabla 3 se presentan algunos parámetros multifractales extraídos de los espectros de dimensiones generalizadas. En primer lugar, el valor de la dimensión de capacidad, D_0, que no se presenta en esta tabla, fue igual a 1,000 en las cuatro muestras estudiadas, lo que refleja el hecho de que todas las celdas usadas en el análisis multifractal "contenían objeto", es decir presentaban un espacio poroso no nulo. La dimensión de entropía, D_1, está considerada como una medida del grado de concentración de las distribuciones de tamaño de poro, de modo que para $D_1 = D_0$ el modelo multifractal ya no es válido y la medida debe de ser considerada un monofractal. En los dos suelos estudiados D_1 fue más elevada bajo pradera que bajo cultivo, lo que indica que la pérdida relativa de poros de mayores dimensiones está asociada a una disminución de la dimensión de entropía. El valor de la dimensión de capacidad, D_2, disminuyó de forma paralela a la de D_1 en las cuatro muestras estudiadas. Los coeficientes de correlación para los momentos centrales, D_0, D_1 y D_2 fueron superiores a R^2= 0,968 en los cuatro casos estudiados y considerando el rango de momentos $-10>q>10$ dichos coeficientes fueron superiores a 0,94. Estos resultados indican la consistencia del análisis multifractal de las distribuciones de tamaño de poro medidas por inyección de mercurio para un amplio rango de momentos, q.

4. CONCLUSIONES

El aumento del contenido en materia orgánica en los suelos estudiados lleva aparejado un incremento de los poros de mayores dimensiones medidos por inyección de mercurio, al menos en términos relativos. Por el contrario, el volumen de microporos se mantuvo independiente del contenido en materia orgánica.

Se comprobó la naturaleza multifractal de las curvas de inyección de mercurio, mediante el análisis de la función exponente de masa y de los espectros de singularidad y dimensiones generalizadas.

Los parámetros multifractales extraídos de los espectros de singularidad y dimensiones generalizadas reflejan las principales características de las distribuciones de tamaño de poro estudiadas y proporcionan una caracterización cuantitativa de las mismas.

Agradecimientos: *Este trabajo ha sido realizado con fondos correspondientes al proyecto de referencia INCITE08PXIB162169PR y la red para el estudio del uso y manejo integrado del suelo y el agua, de referencia 26/2006, financiados por la Xunta de Galicia.*

REFERENCIAS

Bartoli, F., R. Philippy, M. Doiresse, S. Niquet, y M. Dubuit, 1991. Structure and self-similarity in silty and sandy soils: the fractal approach. *J. Soil. Sci. 42*, 167-185.

Bird, N., M.C. Díaz, A. Saa, y A.M. Tarquis, 2006. Fractal and multifractal analysis of pore-scale images of soil. *Journal of Hydrology 322*, 211-219.

Caniego, J., M.A. Martín, y F. San José, 2001. Singularity features of pore size distribution in soil: singularity strength analysis and entropy spectrum. *Fractals 9*, 305-316.

Chhabra A.B., y R.V. Jensen, 1989. Direct determination of the f(α) singularity spectrum. *Phys. Rev. Lett. 62*, 1327-1330.

Dexter, A. R. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil and Tillage Research 11*, 199-238.

Everstz, C.J.G., y B.B. Mandelbrot, 1992. Multifractal measures. En Peitgen, H., H. Jürgens, y D. Saupe. *Chaos and Fractals*. Springer, Berlin 921-953.

Fernández Rueda, M.J., 1997. *Características físicas y mecánicas de suelos de cultivo*. Tesis doctoral. Universidade da Coruña. 283 pp.

Fiès, J.C., 1992. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Sci. Soc. Am. J. 56*, 1062-1067.

Grau, J., V. Méndez, A.M. Tarquis, M.C. Díaz, y A. Saa, 2006. Comparison of gliding box and box-counting methods in soil image analysis. *Geoderma 134*, 349-359.

Greenland, D.J., 1977. Soil damage by intensive arable cultivation: Temporary or permanent?. *Phil. Trans. Roy. Soc. Serie B 281*, 193-208.

Jiménez-Hornero, F.J., J.V. Giráldez, y A.M. Laguna, 2007. Análisis multifractal de flujo simulado con un modelo de malla en medios porosos bidimensionales idealizados. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Volumen VIII*, 47-52.

Halsey, T.C., M.H. Jensen, L.P. Kanadoff, I. Procaccia, y B.I. Shariman, 1986. Fractal measures and and their singularities: the characterization of strange sets. *Phys. Rev. A 33*, 1141-1151.

Hentschel, J.G.E., y I. Procaccia, 1983. The infinite number of generalized dimensions on fractals and strange attractors. *Physica D 8*, 435-444.

Kay, D., 1990. Rates of changes of soil structure under different cropping systems. *Advances in Soil Sciences 12*, 1-41.

Kravchenko, A.N., C.W. Boast, y D.G. Bullock, 1999. Multifractal Analysis of Soil Spatial Variability. *Agron. J. 91*, 1033-1041.

Menéndez, I., J. Caniego, J.F. Gallardo, y K. Olechko, 2005. Use of fractal scaling to discriminate between macro- and mesopore sizes in forest soils. *Ecological Modelling 182*, 291-304.

Miranda, J.G.V., E. Montero, M.C. Alves, A. Paz González, y E. Vidal Vázquez, 2006. Multifractal characterization of saprolite particle-size distributions after topsoil removal. *Geoderma 134*, 373-385.

Montero, E., 2005. Rényi dimensions analysis of soil particle-size distributions. *Ecological Modelling 182(3-4)*, 305-315.

Oades, J.M., 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil 76*, 319-337.

Paz-Ferreiro, J., M.G. Wilson, y E. Vidal Vázquez, 2009. Multifractal description of nitrogen adsorption isotherms. *Vadose Zone Journal 8*, 209-219.

Perrier, E., N. Bird, y M. Rieu, 1999. Generalising the fractal model of soil structure: the PSF approach. *Geoderma 88*, 137-164.

Posadas, A.N.D., D. Giménez, M. Bittelli, C.M.P. Vaz, y M. Flury, 2001. Multifractal characterization of soil particle-size distributions. *Soil Science Society of America Journal 61*, 1361-1367.

Posadas, A.N.D., D. Giménez, R. Quiroz, y R. Protz, 2003. Multifractal characterization of soil pore systems. *Soil Science Society of America Journal 67*, 1361-1369.

Rényi, A., 1955. On a new axiomatic theory of probability. *Acta Mathematica Hungarica VI (3-4)*, 285-335.

Vidal Vázquez, E., J. Paz Ferreiro, J.G.V. Miranda, y A. Paz González, 2008. Multifractal analysis of pore size distributions as affected by simulated rainfall. *Vadose Zone Journal 7 (2)*, 500-511.

UTILIZACIÓN DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA CON DISTINTAS CONFIGURACIONES Y ESPACIAMIENTOS ELECTRÓDICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA

Pablo A. Weinzettel[1], Sebastián Dietrich[2] y Marcelo Varni[3]

1: CIC – UNCPBA
Instituto de Hidrología de Llanuras (UNCPBA – CIC – Mun. de Azul)
Rep de Italia 780 – CC 44 – 7300 Azul – Bs. As.- Argentina
e-mail: paw@faa.unicen.edu.ar

2: CONICET – UNCPBA - Instituto de Hidrología de Llanuras (UNCPBA – CIC – Mun. de Azul)
e-mail: sebadietrich@faa.unicen.edu.ar

3: UNCPBA –Instituto de Hidrología de Llanuras (UNCPBA – CIC – Mun. de Azul)
e-mail: varni@faa.unicen.edu.ar

Palabras clave: Tomografía eléctrica, configuraciones electródicas, suelos argiudoles.

RESUMEN. *Se exponen los resultados obtenidos tras aplicar tomografía eléctrica con diferentes dispositivos y espaciamientos a un suelo argiudol, localizado en inmediaciones de la ciudad de Azul, Provincia de Buenos Aires, Argentina. El suelo en cuestión ha sido relevado en condiciones de muy escasa humedad, lo cual ha sido avalado por un conjunto de datos provenientes de una parcela experimental destinada al estudio de la hidrodinámica de la zona no saturada. Tres han sido los dispositivos electródicos utilizados: Wenner, Schlumberger y dipolo - dipolo, aplicados a una misma línea para lo cual se ha utilizado un tomógrafo con 56 electrodos pasivos, con espaciamientos de 30 y 50 centímetros entre electrodos. Este método geofísico ha brindado una convincente distribución de los materiales del subsuelo, sustentado en la descripción de una calicata próxima a dicho perfil y a los controles de campo realizados con barrenados. No obstante, diferencias conspicuas e interesantes, en cuanto a la distribución de resistividades, han sido detectadas entre los diferentes métodos cómo así también entre los diferentes espaciamientos interelectródicos.*

ABSTRACT. *Different arrays of electrical resistivity tomography (ERT), were applied to an Arguidoll with shallow levels of petrocalcic layers, located within Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina. At the moment the survey was carried out, soil water content was very low. The soil moisture and its corresponding potential were measured in an experimental plot, fitted out for that purpose and situated near the transect. Wenner, Schlumberger and dipole - dipole were the three electrodic configurations used, all of them applied with different distances between electrodes: 30 and 50 cm.*
This geophysical method was be able to precisely discriminate the horizons compounding this soil, based on a description of a neighboring trial pit and several soil samples collected over the transect. Nevertheless, some interesting differences arose after results were analyzed.

1. INTRODUCCIÓN

La tomografía eléctrica aplicada al estudio del suelo ha tenido un importante auge en los últimos tiempos. En tal sentido se pueden citar los aportes de Corwin y Lesch (2003), Besson et al. (2004), Stummer et al. (2004), Samouëlian et al. (2005), Wendroth et al. (2006), Schwartz et al. (2008), entre otros. Una de sus principales ventajas radica en el hecho de que se trata de una técnica no invasiva que permite definir las características de los suelos, pudiendo realizarse un mapeo de la estructura de los horizontes sin destruir el objeto de estudio (Tabbagh et al., 2000). Por otra parte, los actuales equipos utilizados para la obtención de los datos así como los modernos

códigos para la inversión matemática e interpretación, producen resultados altamente satisfactorios para la caracterización del suelo y de la zona no saturada.

Tanto los dispositivos a utilizar como los espaciamientos entre electrodos, merecen una adecuada evaluación previa para avanzar luego en el estudio específico de una zona en particular. La combinación arreglo - espaciamiento muestra diferentes detalles en la observación del perfil que pueden ser más o menos relevantes de acuerdo al objetivo del estudio y a las particularidades que se pretenden definir.

La aplicación de tomografía eléctrica se ha realizado en un suelo argiudol con horizonte petrocálcico a partir de una profundidad de 90 cm, aproximadamente. Dicho horizonte, llamado localmente tosca, tiene una amplia expresión en los suelos de alta producción agrícola del centro y sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina, y por lo tanto es de interés su estudio en cuanto a su presencia y profundidad como a su comportamiento hidráulico en la infiltración del agua de lluvia o riego. De acuerdo a esto, el objetivo que se ha planteado es evaluar la capacidad de distintos métodos y espaciamientos para el estudio de este tipo de suelo, contrastando los resultados con los controles de campo realizados para tal efecto.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Zona de estudio

Las mediciones se realizaron sobre una línea en una zona ubicada en cercanías de la ciudad de Azul, Buenos Aires, Argentina (36º46'S, 59º53'O). El suelo bajo estudio, de acuerdo a la U. S. Soil Taxonomy, es un Paleudol petrocálcico (Soil Survey Staff, 1999). En base a la descripción que se realizara en una calicata aledaña a la zona bajo estudio, se sabe que está caracterizado por la presencia de un horizonte A1 franco con estructura granular moderada a fuerte hasta los 9 cm. Le sigue el horizonte A2, que se extiende hasta los 18 cm con textura franco arcillosa y estructura de bloques que rompen a granular. El horizonte Bt1 comprende desde los 18 a los 35 cm de profundidad, es arcilloso con columnas gruesas, fuertes y firmes con barnices arcillo húmicos abundantes. El horizonte Bt2, de 35 a 43 cm de profundidad, es arcilloso con prismas medios fuertes, firme y barnices arcillo húmicos abundantes y continuos. El horizonte BCk, ubicado entre los 43 y 66 cm, es arcillo limoso y está formado por bloques subangulares medios a finos, moderados, y presenta concreciones de carbonato de calcio escasas. El horizonte Ck se presenta, desde los 66 a los 104 cm, franco limoso, masivo muy firme, con carbonato de calcio en canalículos y/o poros de raíces. Finalmente se presenta un horizonte Ckm, a partir de los 104 cm, extremadamente firme y compuesto por carbonato de calcio.

El suelo se encuentra sobre lo que se conoce como “loess pampeano”, compuesto por arenas limosas y limos arenosos de origen principalmente eólico, con presencia de carbonatos de calcio y de vidrio volcánico. Estos sedimentos son los que albergan al acuífero freático.

En cercanías de la línea estudiada, se encuentra instrumentada una parcela experimental para las mediciones de humedad mediante sonda de capacitancia, y tensión del suelo.

2.2. Metodología

La tomografía eléctrica es una herramienta cuyo fin es determinar la distribución de la resistividad del subsuelo haciendo mediciones desde la superficie del terreno. La resistividad eléctrica es una propiedad que se relaciona con la composición y arreglo de los constituyentes sólidos del suelo, el contenido de agua y la temperatura (Loke, 2004; Samouëlian *et al.*, 2005) y puede ser considerada como una forma de acceder al conocimiento de la variabilidad de las propiedades físicas del mismo.

La inyección de corriente y medición del potencial eléctrico resultante, se realiza a través de electrodos hincados en el suelo y la manera en que éstos son acomodados recibe el nombre de configuración o dispositivo electródico. Existen numerosos dispositivos, cada uno con sus ventajas y desventajas de acuerdo al objetivo del estudio, siendo Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo los mayormente utilizados. En Wenner y Schlumberger, los electrodos de inyección de corriente se sitúan por fuera de los electrodos de potencial y las distancias entre estos se incrementan para lograr mayor profundidad de penetración. En cambio, en dipolo-dipolo, los electrodos de corriente están contiguos formando un dipolo que se encuentra a una distancia determinada del dipolo de

potencial, constituido por los otros dos electrodos. Aquí también las distancias entre electrodos y entre dipolos se incrementan para lograr mayor profundidad. Los dos primeros arreglos poseen una mayor sensibilidad a detectar los cambios verticales en la resistividad, siendo más apropiadas para estudiar estructuras horizontales. En cambio, dipolo-dipolo es más sensible a los cambios horizontales, permitiendo detectar con mayor facilidad la presencia de estructuras verticales (Dahlin y Zhou, 2004; Locke, 2004; Weinzettel *et al*., 2009).

Las mediciones se realizaron empleando un equipo AGI modelo SuperSting R1/IP, dotado de 56 electrodos. Al momento del estudio, y como lo señalan los datos de tensiometría y humedad provenientes de la parcela experimental, el suelo se encontraba en condiciones de muy escaso contenido de agua (Tabla 1). Se escogieron los arreglos Schlumberger, Wenner y dipolo – dipolo, utilizándose para cada uno de ellos, y a fin de evaluar el detalle alcanzado por la combinación arreglo-espaciamiento, diferentes distancias entre cada electrodo: 30 y 50 cm. La interpretación de los datos de resistividad aparente obtenidos en el campo se realizó por medio del código EarthImager 2D (Advanced Geosciences, Inc., 2005), el cual aplica un método de inversión que convierte las resistividades aparentes en reales. Los resultados son presentados como secciones de resistividades verdaderas en 2D en cuya porción inferior puede leerse el valor correspondiente a la raíz del error cuadrático medio. Estas secciones resultan de la interpolación de los valores que el código de inversión obtiene para puntos discretos del perfil.

Dado que la longitud y profundidad de cada una de las secciones así obtenidas difieren en uno y otro caso dependiendo del arreglo y del espaciamiento, se optó por seccionar algunas de ellas, de manera de poder establecer comparaciones directas. Las secciones correspondientes a los arreglos con 30 y 50 cm de espaciamiento, quedaron reducidas a un máximo de 16,5 m de extensión en superficie y 2 m de profundidad.

Tabla 1. Potencial matricial y humedad hasta los 120 cm.

Profundidad (cm)	Potencial matricial (kPa)	Humedad (%)
15	-89,5	20,4
30	-79,7	12,9
60	-79,4	27,4
90	-72,3	11,0
120	-72,1	9,1

Para poder resaltar semejanzas y diferencias, se realizaron operaciones de sustracción entre las tomografías. Como el total de puntos de resistividades reales de cada perfil difiere según el método y el espaciamiento, se recurrió a interpolar los valores de estos puntos para obtener una malla de resistividades normalizada, con 8,33 cm de separación vertical y 8,25 cm de separación horizontal (total: 5025 puntos). Estos valores se interpolaron mediante el método de kriging lineal. Las diferencias se valoraron numéricamente por medio de la raíz de la diferencia cuadrática media (RDCM), que se calcula como:

$$RDCM = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (a_i - b_i)^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

donde a_i y b_i son puntos de resistividad real de dos tomografías diferentes, para una misma ubicación en la malla.

Para observar las características del perfil estudiado, y así poder interpretar las secciones de resistividad, se contó con los datos provenientes de una calicata de un metro de profundidad a partir de la cual se elaboró la descripción del suelo ya comentada. A su vez, en distintos puntos de la línea (5,10, 6,90, 8,25 y 12 m desde el origen) se realizaron una serie de barrenados hasta 1,2 m de profundidad, que permitieron conocer la ubicación de los horizontes y, sobre todo, detectar la profundidad a la cual se halla el horizonte petrocálcico. Este último presenta la peculiaridad de tener cierta continuidad lateral, pero con heterogeneidades de tipo composicional y textural. Cabe mencionar a propósito de su dureza, que es sumamente variable en función de su cementación, pudiendo ser suficientemente tenaz en algunos sectores, como para impedir ser atravesada por el barreno manual.

3. RESULTADOS

Se ha escogido la sección que corresponde al arreglo Schlumberger con un espaciamiento de 30 cm (Figura 1)

para realizar un análisis más detallado del resultado. La elección se debe a que esta combinación de arreglo y espaciamiento reproduce fehacientemente la ubicación de los horizontes que componen este suelo, con límites netos entre ellos.

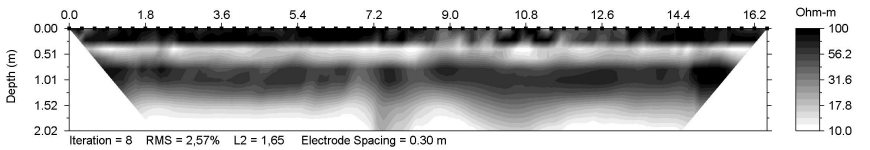


Figura 1. Tomografía realizada con el arreglo Schlumberger, con 30 cm de distancia entre electrodos.

Para complementar este análisis, la totalidad de las resistividades reales de esta sección se graficaron en función de la profundidad (Figura 2), lo que permite visualizar más claramente la distribución dentro de cada horizonte.

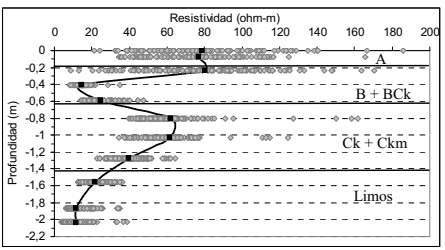


Figura 2. Gráfico de resistividad (ohm-m) en función de la profundidad (m). La línea negra une la media de cada profundidad.

Finalmente, y basados en el conocimiento previo del suelo, se confeccionó la Tabla 2 en la que cada horizonte queda caracterizado por una resistividad media con su correspondiente rango de variación. Para realizar este cálculo se asumió que los límites son perfectamente horizontales. Cabe aclarar que la tercera línea de datos de la Figura 2, no se ha tenido en cuenta para los cálculos de la Tabla 2, debido a que estas resistividades no son representativas de un horizonte en especial por encontrarse en la zona límite entre el horizonte A2 y Bt1, pudiendo corresponder a uno u otro, dependiendo de la ubicación horizontal en el perfil.

Tabla 2. Rango de resistividades para cada horizonte y sus parámetros estadísticos. DS: desvío estándar. CV: coef. variación

Horizonte	Intervalo (cm)	ρ media (ohm-m)	ρ máxima (ohm-m)	ρ mínima (ohm-m)	DS (ohm – m)	CV (%)
A	0-18	77,87	186,07	21,31	27,44	35
Bt + BCk	18-66	19,66	47,62	8,15	7,53	38
Ck y Ckm	66-141	54,37	161,84	22,68	18,29	34
Loess	141-200	15,83	38,61	3,81	7,75	49

Las mayores resistividades, con una media de 78 ohm-m, corresponden al horizonte A, resultado de su escaso contenido de agua, tal como lo confirman las mediciones de humedad y tensiometría llevadas a cabo en la parcela experimental (Tabla 1). El rango de resistividades es amplio, representado por el mayor valor de desvío estándar (Tabla 2). El horizonte Bt, incluyendo su transición al Ck, está caracterizado por un alto contenido en arcilla, presentando resistividades que promedian los 20 ohm-m. A pesar de que, al igual que en el caso anterior, los datos de humedad y tensiometría (Tabla 1) indican un bajo porcentaje de humedad, estas bajas resistividades obedecen también a la capacidad con que cuentan las arcillas de poder conducir la corriente eléctrica por medio de las cargas superficiales que presentan (Frohlich y Parke, 1989). El desvío estándar

de las resistividades de este horizonte es menor. Por debajo, aparencen los horizontes Ck y Ckm que han sido agrupados debido a que este último pasa lateralmente a Ck dependiendo de la proporción de carbonato de calcio (Figura 1). En ellos siguen prevaleciendo las condiciones de escaso contenido de humedad y la resistividad media es de 54 ohm-m. La dispersión de los valores es importante, con un DS = 18,29 ohm - m. Es lógico suponer que tales variaciones responden a los diferentes contenidos de carbonato de calcio, principal material ligante de estos sedimentos y, en ocasiones, constituyente mayoritario. Un aumento en las proporciones del mismo, respecto del material clástico, resultará en la disminución de la porosidad y, en consecuencia, en la reducción de su capacidad de albergar agua en el espacio poroso, lo que conllevará a un aumento en la resistividad. A partir de los 141 cm, comienzan a aparecer los limos que componen el loess, los que presentan resistividades de 16 ohm-m en promedio. Los coeficientes de variación de los horizontes van de 34 a 38 % a excepción de este último cuyo valor es de 49 %.

Es oportuno destacar la precisión con la que el método ha resuelto la posición de cada uno de los horizontes. No menos importante, es la alta correlación entre dureza y resistividad encontrada para el horizonte petrocálcico tras los controles de campo llevados a cabo sobre la línea de estudio (Tabla 3).

Tabla 3. Control de campo mediante barrenado con la ubicación y descripción del horizonte petrocálcico.

Posición desde origen (m)	Horizonte petrocálcico (cm)	Descripción
5,10	60-70	Horizonte Ck muy tenaz
5,10	70-80	Horizonte Ckm muy cementado; color blanco
6,90	63-82	Limo carbonático, moderadamente duro
8,25	------	Limo carbonático muy poco cementado, blando
12,00	70-80	Horizonte petrocálcico muy tenaz, muy cementado

Las secciones obtenidas con los diferentes arreglos y espaciamientos entre electrodos, se exponen en la Figura 3. Una primera observación permite señalar que existe gran similitud entre las configuraciones que poseen igual espaciamiento, y diferencias marcadas al comparar distintas distancias interelectródicas. En general, puede advertirse, y como es lógico suponer, que las tomografías de 50 cm poseen menor definición que las de 30 cm en cuanto a la discriminación de horizontes, con una marcada tendencia a la sobreestimación de sus espesores y profundidades. En cuanto a las resistividades asignadas a cada uno de ellos, son muy similares a las obtenidas más arriba para el caso de Schlumberger (Figura 1).

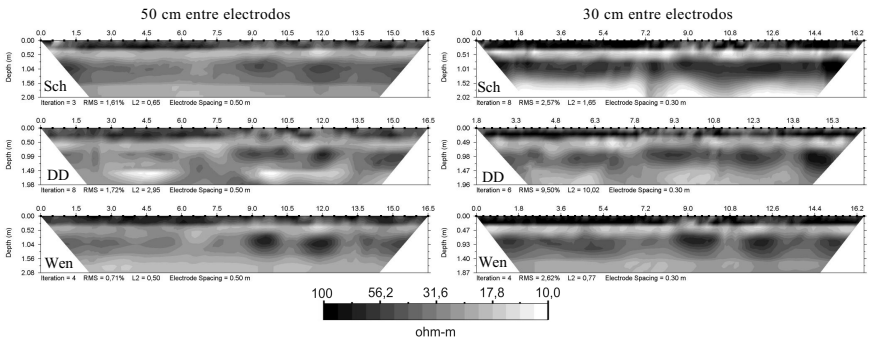


Figura 3. Resultados de las tomografías luego de haber aplicado diferentes espaciamientos y arreglos. Sch: Schlumberger; DD: dipolo - dipolo; Wen: Wenner.

A fin de realizar la comparación numérica entre las tomografías se calculó la raíz de la diferencia cuadrática media (RDCM) tomando como base la tomografía realizada con el arreglo Schlumberger y 30 cm de

espaciamiento. La elección se debe a que esta combinación dispositivo-espaciamiento es la que mostró un mejor ajuste con los datos de campo (Weinzettel et al., 2009). De esta manera, se han obtenido cinco valores de la RDCM (Tabla 4) que resultan de la sustracción de dicha tomografía a las cinco restantes que aparecen en la Figura 3.

Tabla 4. Raíz de la diferencia cuadrática media para las cinco comparaciones (RDCM)

	Sch50-Sch30	DD50-Sch30	Wen50-Sch30	Wen30-Sch30	DD30-Sch30
RDCM (ohm-m)	27,8	29,0	26,8	15,3	16,7

Como puede observarse, las mayores diferencias surgen al sustraer espaciamientos diferentes, incluso cuando el arreglo empleado es el mismo, como es el caso de Schlumberger. Nótese, además, que el RDCM encuentra el menor valor para la sustracción entre Wenner y Schlumberger con 30 cm, lo que denota una alta similitud en el resultado arrojado por estos métodos. Algo similar ocurre entre dipolo – dipolo y Schlumberger para el espaciamiento de 30 cm, con un valor de RDCM algo mayor.

Para ilustrar como se distribuyen en el espacio estas diferencias se han escogido dos de ellas. En la Figura 4a, y a fin de mostrar sólo los efectos que surgen tras utilizar diferentes espaciamientos, se exhibe el resultado de la sustracción correspondiente a Schlumberger. La Figura 4b, pretende mostrar los contrastes entre dos métodos, dipolo - dipolo y Schlumberger, para el espaciamiento de 30 cm.

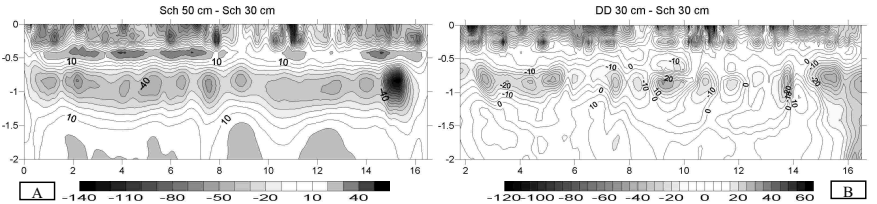


Figura 4. Diferencia entre tomografías. A: sustracción de una tomografía realizada con el dispositivo Schlumberger y 30 cm de espaciamiento a otra de 50 cm. B: al arreglo dipolo - dipolo se le ha sustraído aquel obtenido con Schlumberger, ambos con 30 cm.

Complementariamente a estas secciones, en la Figura 5 se han graficado para ambos casos, las diferencias en la resistividad en función de la profundidad.

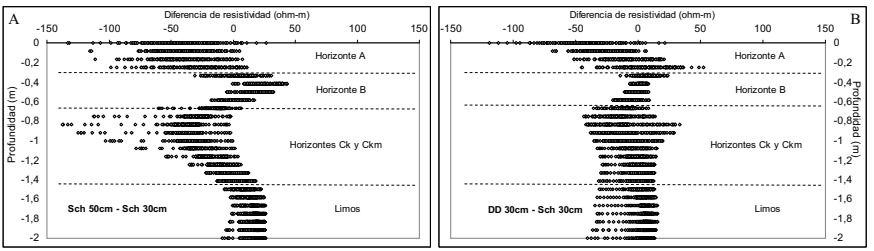


Figura 5. Diferencias de resistividad en función de la profundidad. A: Schlumberger de 30 cm sustraído a 50 cm del mismo método. B: dipolo - dipolo menos Schlumberger, ambos con 30 cm.

Como se observa en la Figura 4a, las diferencias son marcadas, con escaso predominio de tonalidades blancas, indicativas de diferencias menores a los 20 ohm-m. En general, el espaciamiento de 50 cm tiende a sobreestimar

en gran medida la profundidad a la que se encuentran los horizontes y, por consiguiente, a exagerar el espesor de los mismos. Al existir este defasaje en la profundidad que cada uno le asignó a los horizontes, las diferencias se incrementan. Esta es la razón más importante que permite explicar este hecho, y no así las resistividades asignadas a cada horizonte por los distintos métodos y separaciones, que producen valores similares. Para ejemplificar este hecho, nótese que entre los 40 y 50 cm existe una zona lateralmente continua, con una diferencia positiva de entre 20 y 30 ohm-m. Allí se desarrolla el horizonte Bt (Tabla 2) que ha sido detectado correctamente por el arreglo de 30 cm, con una resistividad promedio de 20 ohm-m. En cambio, según la tomografía con el espaciamiento de 50 cm, allí se encontraría aun el horizonte A, con resistividades mucho mayores (Tabla 2). Este defasaje puede observarse en la Figura 5a, con un neto predominio de los valores positivos. Lo contrario sucede para el horizonte petrocálcico, intervalo caracterizado por valores negativos y con una alta dispersión. Finalmente, resta señalar la tendencia negativa en el horizonte A.

En la comparación de los dispositivos dipolo - dipolo y Schlumberger para el espaciamiento de 30 cm, existen algunas diferencias en cuanto a la profundidad que le asignan a los distintos horizontes, que si bien son pequeñas, vale la pena comentar. En coincidencia con la teoría (Locke, 2004), dipolo - dipolo tiende a sobreestimar ligeramente la profundidad de los mismos. Es así que a los 25 cm aproximadamente, aparece una zona en que la diferencia es mayor a cero (Figuras 4b y 5b). Es decir, que a esa profundidad, comienza el horizonte Bt según Schlumberger mientras que para dipolo - dipolo continúa el horizonte A. Finalmente, cabe resaltar que la dispersión observada para el horizonte petrocálcico ha desaparecido, indicio de que ambos métodos fueron capaces de diferenciar las zonas con diferente resistividad.

4. DISCUSIÓN

A la hora de analizar cuál arreglo es el más indicado para el estudio de un sitio dado, deben necesariamente, contemplarse una serie de aspectos. Para el caso particular de la zona que nos compete, uno de los aspectos a considerar, y sobre el cual se ha hecho hincapié en este trabajo, es la capacidad de diferenciar los horizontes y situarlos a la profundidad correcta. En este sentido, tanto los arreglos Schlumberger, dipolo - dipolo y Wenner, con espaciamiento de 30 cm, respondieron satisfactoriamente ante ambos requerimientos. El método dipolo - dipolo mostró una ligera sobrestimación en las profundidades, mientras que Schlumberger y Wenner no presentaron diferencias apreciables, similitud que quedó en evidencia al presentar el valor más bajo de RDCM. Por otro lado, dipolo – dipolo tiene la tendencia de brindar diseños algo más discontinuos ya que es más susceptible, dada su configuración, a detectar cambios en sentido horizontal y no tanto vertical, como es el caso de estudio. A pesar de ello, es una opción interesante y que no debe ser dejada de lado al momento de evaluar fenómenos de infiltración y recarga al acuífero, así como también posibles estructuras orientadas verticalmente.

Siguiendo con las tomografías de 30 cm de espaciamiento, en la comparación entre dipolo - dipolo y Schlumberger, se observó una alta dispersión de datos para el horizonte A, con un predominio de los valores negativos. En particular, el horizonte A presenta por sí solo una gran variación en la resistividad (Figura 2, Tabla 2), debido a la presencia de macroporosidad y agrietamiento que aparecen por contracción del suelo cuando el contenido de humedad es muy bajo, como aquí sucede. Las grietas están ocupadas por aire que actúa como un aislante, elevando de esta forma las resistividades. A su vez, la desviación hacia valores positivos surgió a raíz de las mayores resistividades asignadas por Schlumberger a este horizonte.

Respecto de las diferencias detectadas entre 50 y 30 cm de espaciamiento, se observa una marcada diferencia negativa para el horizonte A posiblemente debido a que el de 50 cm incluye, durante la medición, parte del horizonte argílico correspondiente al B y ello produce una disminución de las resistividades respecto de las obtenidas con el de 30 cm. Por otro lado, al comparar numéricamente distintos espaciamientos se han obtenido los valores más elevados de RDCM. Este hecho se debe principalmente al defasaje producido en la determinación de los horizontes, ya que las resistividades asignadas son muy similares (Figura 3).

Una consideración importante a tener en cuenta en la planificación del trabajo de campo es el tiempo que insume cada uno de los arreglos. En particular, el arreglo dipolo – dipolo consume más tiempo que Schlumberger y Wenner debido a que registra mayor cantidad de datos. Para cada una de estas tomografías el número de datos y tiempo empleado es: Schlumberger: 488, en 54 min; Wenner: 495, en 55 min; dipolo – dipolo: 762 en 85 min. En consecuencia, la obtención de buenos resultados con Schlumberger en un tiempo razonable, hace que en

principio sea considerado como el método más apropiado para relevar el área en cuestión. No obstante, se debe tener en cuenta que para determinados casos el método dipolo – dipolo es sumamente recomendable debido a que la gran cantidad de datos adquiridos produce una mayor discretización del medio. En contraposición, la experiencia de campo ha mostrado que de no contar con un excelente contacto entre el suelo y los electrodos pueden producirse errores en la toma de datos, que hagan en ciertas oportunidades descartar la tomografía.

5. CONCLUSIONES

La tomografía eléctrica ha mostrado ser una herramienta muy valiosa para poder conocer la distribución de los horizontes del suelo. No obstante, su aplicación siempre debe estar acompañada de un control de campo que permita relacionar las resistividades con los materiales presentes en cada sitio.

Schlumberger y Wenner resolvieron de forma similar la distribución en profundidad y lateral de los horizontes del suelo, con una buena discretización del horizonte petrocálcico, tan conspicuo en la zona de estudio. Estos dos arreglos mostraron mejor precisión que dipolo – dipolo en cuanto a la exactitud en la determinación de las profundidades de los niveles del suelo. Estas apreciaciones están avaladas por los resultados de las diferencias numéricas entre arreglos para un mismo espaciamiento.

De los dos espaciamientos aplicados, el de 30 cm, independientemente del arreglo, reproduce de mejor manera las condiciones reales respecto del de 50 cm, según indican los controles de campo. Asimismo, las diferencias entre distintos espaciamientos son más significativas que las obtenidas entre arreglos.

Si bien Schlumberger y Wenner caracterizan mejor las estructuras horizontales, también se debe considerar que el arreglo dipolo - dipolo es una opción apropiada ya que, en condiciones de buen contacto electrodos-suelo, resuelve muy bien la presencia de estructuras verticales como pueden ser discontinuidades en los horizontes petrocálcicos.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCYT) de Argentina PICT 1988, y subsidios de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC).

REFERENCIAS

Advanced Geosciences, Inc., 2005. *EarthImager 2D, resistivity and IP inversion software, version 2.2.8. Instruction manual.* Austin Texas.

Besson A; I. Cousin; G. Richard y H. Boizard. 2004. Structural heterogeneity characterization of the soil tilled layers by a 2D electrical resistivity prospecting. *Soil Till Res 79,* 239-249.

Corwin, D.L. y S.M. Lesch, 2003. Aplication of soil electrical conductivity to precision agricultura: Theory, Principles and Guidelines. *Agron J 95*, 455-471.

Dahlin, T. y B. Zhou, 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophys Prospect 52*, 379-398.

Frohlich, R.K. y C.D. Parke, 1989. The Electrical Resistivity of the Vadose Zone – Field Survey. *Ground Water 27*(4), 524-530.

Locke, M.H., 2004. Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys.

Samouëlian, A., I. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand y G. Richard, 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till Res 83,* 173-193.

Schwartz, B.F., M.E. Schreiber y T. Yan, 2008. Quantifying field scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *J. of Hydrology, 362*, 234-246

Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for making and Interpreting Soil Surveys. Agric. Handbook No. 436, 2nd. Edition. NRCS-USDA. US Govern. Printing Office Washington, D.C.

Stummer, P., H. Maurer y A.G. Green, 2004. Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics 69,* 120-139.

Tabbagh, A.; M. Dabas, A. Hesse y C. Panissod, 2000. Soil resistivity: a non-invasive tool to map soil structure horizonation. *Geoderma 97,* 393-404.

Telford…

Weinzettel, P.; E. Usunoff y L. Vives, 2005. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. Cap. 11, Pp. 133-143 en: E. Bocanegra, M. Hernández y E. Usunoff (eds.). *Groundwater and human development*. Balkema Publishers, Londres, Inglaterra. 300 p.

Weinzettel, P., M. Varni, S. Dietrich y E. Usunoff, 2009. Evaluación de tres dispositivos de tomografía eléctrica para la identificación de horizontes petrocálcicos en el suelo. *Ci. Suelo 27*(1), en prensa.

Wendroth, O., Koszinski, S. y E. Pena-Yewtukhiv, E. 2006. Spatial association among soil hydraulic properties, soil texture, and geoelectrical resistivity. *Vadoze Zone J. 5*, 341-355.

ÁREA TEMÁTICA III

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

DISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO EN RIEGO POR SURCOS ALTERNOS Y NO ALTERNOS EN EL CULTIVO DE MAÍZ

Gerard Arbat[1]*, Francesc Domingo Olivé[2], Albert Roselló[2], Jaume Puig-Bargués[1] y Francesc Ramírez de Cartagena[1]

1: Departament d'Enginyeria Química, Agrària i Tecnologia Agroalimentària, Universitat de Girona, Campus Montilivi 17071 Girona, gerard.arbat@udg.edu

2: IRTA-Estació Experimental Fundació Mas Badia, Ctra. De la Tallada, s/n, 17134 La Tallada (Girona).

Palabras clave: Surcos alternos, Distribución de agua en el suelo, HYDRUS, WinSRFR, Maíz (*Zea mays*), Eficiencia en el uso del agua

RESUMEN. *Se realizó un ensayo para estudiar la distribución de agua en el suelo y la respuesta del cultivo del maíz en riego con surcos alternos (RSA) y no alternos (RSNA) en un suelo de textura franco-arenosa. Los perfiles de infiltración determinados a partir de las medidas experimentales durante los riegos y la aplicación del código WinSRFR mostraron que la uniformidad de distribución (DU) fue del 76.9% en RSNA y del 84.5% en RSA. Durante los riegos el agua alcanzó rápidamente el final de los surcos debido al sellado superficial, limitando la dosis de agua que se pudo aplicar en cada riego. Los resultados de la modelación con el código HYDRUS y las medidas de campo después de los riegos mostraron que raramente se producían incrementos del contenido de agua por debajo de los 20 cm de profundidad. La eficiencia en el uso del agua (WUE) fue de 2.33 kg m^{-3} en RSA y de 2.62 kg m^{-3} en RSNA.*

ABSTRACT. *A field study to examine soil water distribution and corn crop response under alternate furrow irrigation (AFI) and non alternate furrow irrigation (NAFI) on a sandy-loam soil was carried out. Infiltration profiles obtained from experimental measurements and the application of WinSRFR code shown that distribution uniformity (DU) was 76.9% for NAFI and 84.5% for AFI. During the irrigation events the water quickly reached the end of the furrows due to soil surface sealing, which reduced the water dose that could be applied during each irrigation event. Modeling results with HYDRUS code and soil water measurements after the irrigation events shown that soil water increments were rarely observed below 20 cm of depth. The water use efficiency (WUE) was 2.33 kg m^{-3} with AFI and 2.62 kg m^{-3} with NAFI.*

1. INTRODUCCIÓN

En España y en general en los países desarrollados el riego por superficie se ha reducido frente a otros sistemas de riego como el riego por aspersión o por goteo. Sin embargo, el riego por superficie sigue siendo ampliamente utilizado, puesto que en el año 2007 en España el 37% de la superficie se regaba por gravedad (Playán, 2008). Las perspectivas indican que este sistema va a continuar siendo utilizado debido a las importantes ventajas que presenta: bajos costes de instalación, mínimo consumo de energía, así como los pocos residuos plásticos que genera.

El riego simultaneo de todos los surcos (RSNA), variante del riego por superficie, es el sistema más utilizado en el cultivo del maíz y permite obtener elevadas eficiencias de aplicación (Clemmens y Dedrick, 1994). La técnica consistente en bloquear la parte final del surco para impedir las pérdidas de agua por escorrentía se ha mostrado eficaz para mejorar la eficiencia de aplicación (Cahoon et al. 1995; Arbat 2008). Existen trabajos que muestran que el riego por surcos alternos (RSA), consistente en regar un surco dejando el surco adyacente sin regar, reduce el consumo de agua manteniendo la producción del cultivo (Graterol et al., 1993; Kang et al., 2000; Webber et al., 2006; Horst et al., 2005, 2007).

Una hipótesis que podría explicar la mejora en la eficiencia del uso del agua, *WUE* (kg m^{-3}) en el RSA es el incremento del movimiento lateral del agua en el suelo, que reduce las pérdidas por percolación profunda. Otra

hipótesis es que en el RSA parte del sistema radicular del cultivo se encuentra en condiciones de riego deficitario, lo que induciría a reducir la transpiración del cultivo y de esta forma la *WUE* podría verse incrementada (Webber et al., 2006).

La aplicación de modelos resulta muy útil para poder interpretar y extender las mediciones de campo. En este sentido el código WinSRFR 2.1 (USDA, 2006) permite determinar la lámina de agua infiltrada a lo largo del surco basándose en las ecuaciones de Saint Venant y la función de infiltración de Kostiakov. Por otra parte, el código HYDRUS (Simunek et al., 2006) permite simular la distribución de agua en el suelo en riego por surcos mediante la ecuación de Richards (Abbasi et al., 2004; Arbat et al., 2007; Mailhol et al., 2007; Crevoisier et al., 2008)

Los objetivos del presente estudio son: (i) analizar la dinámica de agua en el suelo en RSA y RSNA y (ii) evaluar la eficiencia en el uso del agua, *WUE* (kg/m^3) en cada uno de los sistemas.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Descripción del ensayo

Las pruebas se realizaron en la Estación Experimental Agrícola Mas Badia (La Tallada d'Empordà, Girona) durante el año 2008. Se aplicaron 2 tratamientos (el riego por surcos alternos - RSA el riego por surcos no alternos - RSNA) con 3 repeticiones de cada uno de ellos repartidos en bloques al azar. Cada repetición del tratamiento RSA estaba formada por 8 surcos de 0.75 m de ancho y 130 m de largo, mientras que cada repetición del tratamiento RSNA estaba formada por 6 surcos de las mismas dimensiones.

El 7 de abril de 2008 se sembró maíz (*Zea mays L.*) en una parcela nivelada con una pendiente de 0.0015 mm^{-1}. La separación entre hileras fue de 0.75 m y entre plantas de 0.17 m. Cuando el maíz alcanzó aproximadamente 0.4 m de altura se procedió al asurcado, quedando la planta en la zona superior del caballón formado. El riego se realizó con una manga de polietileno flexible con un agujero dispuesto al inicio de cada surco. Durante el riego el regante podía variar el caudal entrante en cada surco variando el número de surcos que se regaban simultáneamente. El criterio utilizado para cortar el riego en una repetición determinada fue que cuando en la mitad de los surcos el agua alcanzaba el final se cerraban todos los surcos de dicha repetición. El final de los surcos se bloqueó con una mota de tierra para evitar pérdidas de agua por escorrentía.

Antes y después de cada riego, en una de las repeticiones, se realizaron medidas del contenido de agua en el suelo con una sonda basada en la reflectometría en el dominio del tiempo (TDR-IMKO Trime T-FM), calibrada en condiciones de suelo similares. Los contenidos de agua se midieron a 20, 70 y 120 m del inicio del surco y en distintas posiciones respecto de la sección transversal del surco: caballón y fondo del surco en el tratamiento RSNA y caballón, fondo del surco regado y fondo del surco no regado en el tratamiento RSA. En cada una de las posiciones se tomaron medidas de contenido de agua de 0 a 80 cm de profundidad en el caballón y de 0 a 180 cm en el fondo del surco con intervalos de 20 cm.

El suelo (*Oxyaquic Xerofluvents),* presentaba una textura franco-arenosa con un aumento del contenido de arena con la profundidad.

Se determinó la granulometría, la densidad aparente, el contenido de agua del suelo (θ) a 33 y 1500 kPa y el contenido de materia orgánica en una muestra homogeneizada de 0 a 60 cm de profundidad (Tabla 1).

Tabla 1. Porcentaje de arena, limo, arcilla y materia orgánica del suelo

Profundidad (cm)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Densidad aparente (g cm^{-3})	$\theta_{33\ kPa}$ (m^{3}m^{-3})	$\theta_{1500\ kPa}$ (m^{3}m^{-3})	Materia orgánica (%)
0-60	69.3	23.3	7.4	1.74	0.174	0.073	1.0

La pauta de riego pretendió aplicar una dosis de riego inferior a las necesidades de agua del cultivo para conocer el efecto que tendría una restricción de agua para el uso agrícola, puesto que el RSA puede representar una alternativa interesante para el ahorro de agua.

2.2. Determinación del término de extracción de agua por el cultivo

A efecto de contemplar el término sumidero se calcularon las necesidades de agua del cultivo a partir de la evapotranspiración del cultivo, *ETc* (Allen et al., 1998). La evapotranspiración de referencia (*ETo*) se calculó a partir del método de Penman-Monteith con medidas de la Estación Agrometeorológica de Mas Badia, perteneciente a la XAC (Red de Estaciones Agrometeorológicas de Cataluña), situada a unos 150 m del campo de ensayo. La lluvia efectiva se consideró como el 80% de la lluvia registrada en la misma estación y el coeficiente de cultivo (*Kc*) se determinó a partir de los valores propuestos por Allen et al. (1998) correspondientes a España.

2.3. Análisis de los eventos de riego

La campaña de riego se inició el 26 de junio de 2006 y finalizó el 28 de agosto, realizándose 13 riegos en el tratamiento RSA y 9 riegos en el RSNA. El periodo medio entre riegos fue de 5.3±2.3 días para el RSA y de 7.9±3.2 días para el RSNA. Se realizó una evaluación completa de los eventos de riego efectuados los días 28 de julio y 9 de agosto de 2006, en los que se midieron los caudales de entrada, el tiempo de inicio y final del riego, los tiempos de avance y receso y la lámina de agua en distintas posiciones. En todos los riegos se midió el tiempo de riego y el contenido de agua en el suelo antes y después de 48 a 72 h de cada riego. El agua aplicada en los demás riegos se calculó a partir del tiempo de riego y del caudal medio. La dosis aplicada, D_{app} (m^{-3} ha^{-1}) se calculó como:

$$D_{app} = \frac{Q\, t_{co}\, 60}{L\, W} \tag{1}$$

en la que Q es caudal medio (Ls^{-1}), t_{co} el tiempo de corte (min), L la longitud del surco (133 m) y W la separación entre surcos regados (1.5 en el RSA y 0.75 m en el caso de RSNA). Se utilizó el código WinSRFR 2.1 (USDA, 2006) para determinar la lámina de agua infiltrada a lo largo del surco y la uniformidad de distribución del riego (*DU*), definida como:

$$DU = \frac{\text{Promedio de la lámina infiltrada en el 25\% del campo que menos agua recibe}}{\text{lámina de agua media infiltrada}} 100 \tag{2}$$

La función de infiltración de Kostiakov, necesaria para las simulaciones realizadas con el código WinSRFR, fue calibrada a partir de las medidas de avance utilizando el método de los 2 puntos (Elliot y Walker 1983).

2.4. Producción de maíz, uso de agua (*WU*), eficiencia en el uso del agua (*WUE*) y déficit de agua (*Def*)

Con una mini cosechadora (Nursery Master Elite- Wintersteiger) se recogió el grano correspondiente a cada tratamiento y posición dentro de la hilera. En cada repetición se recolectaron 2 hileras en las posiciones situadas a 15, 40, 65, 90 y 115 m desde el inicio del surco, recogiendo 10 m consecutivos desde cada una de las posiciones. Se midió la humedad del grano y se estandarizó su producción a un 14% de humedad.

El uso de agua (*WU*) se determinó como:

$$WU = \text{Riego} + \text{Precipitación efectiva} \tag{3}$$

La eficiencia en el uso del agua (*WUE*) se calculó como:

$$WUE = \frac{\text{Producción media}}{\text{WU}} \tag{4}$$

El déficit de agua (*Def*) se definió como:

2.5. Modelado de la distribución de agua en el suelo

La distribución de agua en el suelo se modeló con la ecuación de Richards considerando un término sumidero para incorporar la evapotranspiración. Se utilizó el código HYDRUS (Simunek et al., 2006) para resolver numéricamente la ecuación.

La separación de los términos evaporativo y transpirativo se realizó restando a la evapotranspiración del cultivo la evaporación potencial determinada con el modelo de Ritchie (1972)

Las propiedades hidráulicas del suelo se consideraron según la ecuación de van Genuchten-Mualem. Los parámetros de la ecuación se estimaron utilizando los contenidos de arena, limo, arcilla, densidad aparente y contenido de agua a 33 y 1500 kPa mediante el código Rosetta Lite integrado en el código HYDRUS.

En la zona del surco correspondiente a los nodos situados en contacto con la superficie del suelo se consideraron unas características hidráulicas diferenciadas, ya que a causa del paso del agua se formó un sello que se caracteriza por disminuir significativamente la velocidad de infiltración (Valentin y Bresson, 1992). Para tener en cuenta este efecto se calibró por modelación inversa la conductividad hidráulica del suelo a partir de los datos de la función de infiltración de Kostiakov obtenida experimentalmente. Después de la calibración la conductividad hidráulica del sello se redujo un orden de magnitud pasando de 0.6721 cm h^{-1} a 0.0626 cm h^{-1}.

La dimensión de los elementos finitos triangulares situados en superficie fue de unos 2 cm de lado, creciendo con la profundidad hasta alcanzar una dimensión aproximada de 5 cm a 2 m de profundidad. El menor tamaño de los elementos situados en superficie se justifica porque en esta zona los flujos de agua fueron más activos y la geometría más compleja.

La extracción de agua en el suelo por parte de la planta se consideró hasta 1.10 m, con una reducción a medida que aumentaba la profundidad, siguiendo el patrón de reducción de la densidad de longitud radicular (cm de raíz cm^{-3} de suelo) observada en campos experimentales de maíz en parcelas próximas (Ramos, 2005).

2.6. Tratamiento estadístico de los datos

Para el análisis estadístico se aplicó el procedimiento GLM del paquete estadístico SAS (SAS Institute, Cary, NC, USA). Se realizaron el tests de separación de medias LSD con un nivel de significación en el análisis de probabilidades de 0.05.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Características de los riegos

Los valores medios del caudal, tiempo de riego, dosis y *DU* (26 de junio de 2006 y 28 de agosto 2008) se indican en la Tabla 2. Se destaca que la dosis de riego aplicada fue significativamente mayor en el RSA.

Tabla 2. Caudal, dosis y tiempo de riego en el RSA y RSNA (26 de junio de 2006 y 28 de agosto 2008).

Tipo de riego	Caudal ($l\ s^{-1}$)	Tiempo de riego (min)	Dosis ($m^3 ha^{-1}$)	*DU* (%)
RSA	0.429±0.091	108.3±5.3	139.4±29.4 ^{A}	84.5±4.2 ^{a}
RSNA	0.432±0.116	85.0±30.7	216.3±79.6 ^{B}	76.9±7.7 ^{b}

Nota: Los valores medios con distinta letra mayúscula son significativamente distintos a un nivel de significación $p<0.05$.
Los valores medios con distinta letra minúscula son significativamente distintos a un nivel de significación $p<0.10$.

La dosis media de riego considerando toda la campaña, calculada a partir del tiempo de riego medido en cada uno de los riegos y del caudal medio para cada sistema, resultó ser de 107.5±21.8 ($m^3 ha^{-1}$) en RSA y 206.5±35.0 ($m^3 ha^{-1}$) en RSNA. Las dosis aplicadas resultan muy bajas para un riego por surcos, lo que obligaría a aplicar una gran cantidad de riegos, representando un inconveniente para el agricultor. La baja velocidad de infiltración a causa del sellado hizo que el agua rápidamente alcanzase el final del surco y

obligara a cortar el riego para evitar que desbordase en la parte final de los surcos, dando como resultado una baja dosis de riego. Según los resultados obtenidos con el código WinSRFR (no mostrados en la comunicación) una reducción del caudal de entrada hubiera permitido aplicar una dosis de riego mayor aunque a costa de reducir la *DU*.

Durante los riegos se observó que el avance de agua fue más rápido en el RSNA que en el RSA. En este sentido Graterol et al. (1993) indicaron que el mayor gradiente lateral de potencial matricial en el RSA reduce la velocidad de avance del agua en el surco. La función de infiltración de Kostiakov obtenida a partir de los valores medios en cada tipo de riego (Figura 1) muestra que la lámina de agua infiltrada para un determinado tiempo fue superior en el RSA que en el RSNA, lo que puede ser explicado por la menor velocidad de avance del agua en el RSA. La uniformidad de distribución (*DU*) fue ligeramente superior en el RSA que en el RSNA (Tabla 2). En el caso del RSNA el valor de la *DU* fue similar a la observada en campos de productores de maíz de la zona, en los que *DU* fue de 68.0%±13.1% (Rovira, 2005).

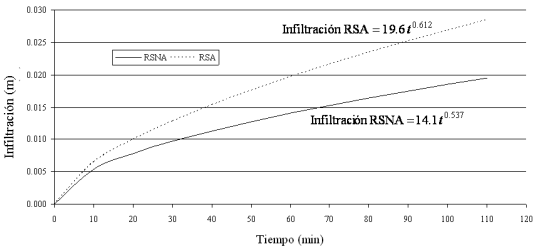


Figura 1. Funciones de infiltración medias en el RSA y RSNA

En la mayoría de los surcos observados, tanto en RSA como en RSNA, el perfil de infiltración característico obtenido a partir del código WinSRFR fue como el que se muestra en la Figura 2, con mayor cantidad de agua infiltrada al final del surco que en su inicio, aunque en alguno de los riegos también hubo surcos en que la lámina de agua infiltrada fue menor al final que al inicio del surco, debido a que en cada repetición el riego se cortó cuando en la mitad de los surcos el agua alcanzó su final.

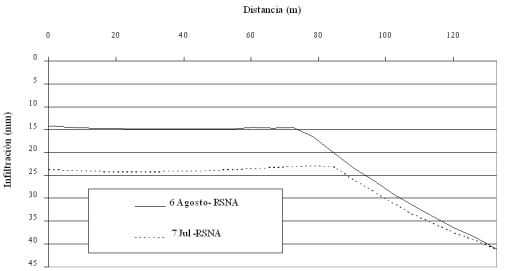


Figura 2. Lámina de agua infiltrada a lo largo de un surco durante los eventos de riegos de 7/7/2008 y 6/8/2008 en el RSNA

3.2. Medidas del contenido de agua en el suelo y lámina de agua en los primeros 80 cm

El valor medio de la lámina de agua hasta 80 cm de profundidad a lo largo de la campaña de riego indica que cuando se comparan los dos tipos de riego hay diferencias significativas tanto en su conjunto como en cada una de las posiciones (Tabla 3). La lámina de agua se calculó a partir de las medidas de contenido de agua en cada posición, la localización de las distintas posiciones se indica en la Figura 3.

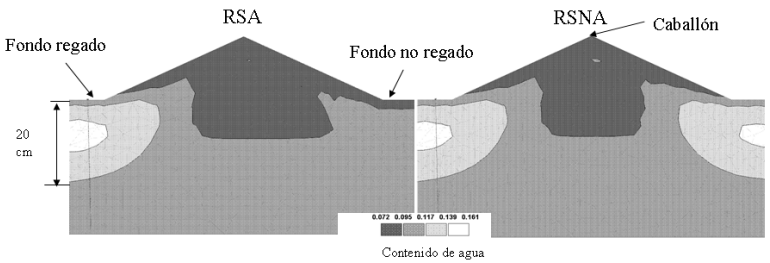


Figura 3. Distribución de agua en el suelo en RSA y RSNA cuatro días después del riego (14/08/2008) obtenida con HYDRUS

Tabla 3. Valor medio de la lámina de agua hasta 80 cm de profundidad durante la campaña de riego (7/7/2008 – 21/8/2008) y diferencia entre las láminas de riego en distintas posiciones.

Tipo de riego	**Lámina de agua (mm)**		
RSA	96.2 ± 7.6^{A}		
RSNA	103.7 ± 7.3^{B}		
Diferencias entre posiciones y tipo de riego	**Diferencia entre medias (mm)**	**95 % Limites de confianza**	
Fondo RSNA – Caballón RSNA	0.376	-2.549	3.300
Fondo RSNA – Fondo regado RSA	6.377 *	3.494	9.261
Fondo RSNA – Fondo no regado RSA	7.240 *	4.356	10.123
Fondo RSNA – Caballón RSNA	9.386 *	6.502	12.270
Caballón RSNA – Fondo regado RSA	6.002 *	3.118	8.885
Caballón RSNA – Fondo no regado RSA	6.864 *	3.980	9.747
Caballón RSNA – Caballón RSA	9.010 *	6.126	11.894
Fondo regado RSA – Fondo no regado RSA	0.862	-1.980	3.704
Fondo regado RSA – Caballón RSA	3.008 *	0.166	5.851
Fondo no regado RSA – Caballón RSA	2.146	-0.696	4.988

Nota: Los valores medios con distinta letra mayúscula son significativamente distintos a un nivel de significación $p<0.05$.
Las diferencias de lámina de agua media que presentan diferencias a un nivel de significación $p<0.05$ se indican con *.

La mayor lámina de agua en el RSNA responde a que el volumen de agua aplicado fue superior en este tipo de riego con 139.7 mm frente a los 185.8 mm aplicado en el RSNA (Tabla 4). En el RSNA la lámina de agua es superior en el fondo del surco que en el caballón, como cabría esperar y en el RSA la lámina de agua es superior en el fondo del surco regado que en el caballón y no existe diferencias significativas entre el fondo del surco no regado y el caballón. En los dos sistemas la evolución de la lámina de agua a lo largo de la campaña de riego mostró una reducción progresiva de la reserva a medida que transcurre la temporada de riego, lo que responde a una reducción de la reserva de agua en el suelo ante una estrategia de riego deficitaria.

3.4. Agua aplicada, producción y eficiencia en el uso del agua

Aunque en el RSNA se realizaron 9 riegos y en el RSA 12, la cantidad de agua de riego aplicada en el

RSNA es un 33% superior a la aplicada en el RSA (Tabla 4), debido a que las dosis de riego fueron inferiores en el RSNA. El uso de agua (*WU*) fue un 13.3% superior en el RSNA y la producción un 15.6% superior. La *WUE* en el RSNA fue un 12.3% superior que en el RSA.

En el RSA el déficit de agua (*Def*) fue del 35.1% mientras que en el RSNA fue del 26.5%, lo que presumiblemente redujo el máximo potencial de producción en ambos casos.

Tabla 4. Dosis de riego, precipitación efectiva (*Pe*), evapotranspiración del cultivo (*ETc*), uso de agua (*WU*), producción de grano al 14% de humedad (*Prod*), eficiencia en el uso del agua (*WUE*) y déficit de agua (*Def*) en cada uno de los tipos de riego.

Tipo	Dosis de Riego (mm)	*Pe* (mm)	*ETc* (mm)	*WU* (mm)	*Prod* (Mg ha^{-1})	*WUE* (kg/m^3)	*Def* (mm)	*Def* (%)
RSA	139.7	206.7	534.08	346.4	8.09 ^{A}	2.334	187.5	35.1
RSNA	185.8			392.5	10.29 ^{B}	2.622	141.7	26.5

Nota: Los valores medios con distinta letra mayúscula son significativamente distintos a un nivel de significación $p<0.05$.

En RSA la producción fue significativamente superior en la zona final del surco (Tabla 5). En RSNA se observó la misma tendencia aunque los resultados no fueron estadísticamente significativos. La mayor producción al final del surco es debida a que la lámina de agua infiltrada fue superior en esta zona, tal y como mostraron los resultados del código WinSRFR (Figura 2).

Tabla 5. Distribución de la producción de maíz en grano observada en cada posición a lo largo del surco y para cada tratamiento.

Distancia (m)	15	40	65	90	125
Producción RSA (Mg ha^{-1})	7.16±0.95 ^{BC}	6.54±1.62 ^{C}	7.42±1.02 ^{BC}	9.18±1.47 ^{AB}	10.14±1.79 ^{A}
Producción RSNA (Mg ha^{-1})	8.69 ±2.81 ^{A}	9.65±2.65 ^{A}	10.31±3.00 ^{A}	11.41 ±3.07 ^{A}	11.38±2.20 ^{A}

Nota: Los valores medios con distinta letra mayúscula son significativamente distintos a un nivel de significación $p<0.05$. La separación de medias en cada posición se realizó para cada tratamiento.

3.5. Análisis de la distribución de agua en el suelo en RSNA y RSA. Aplicación del código HYDRUS

Debido a las bajas dosis de riego que se aplicaron y al tiempo transcurrido en tomar las medidas (entre 48 y 72 h) los contenidos de agua medidos con TDR apenas mostraron incrementos de agua después de los riegos, por ello se utilizó el código HYDRUS para analizar la dinámica de agua en el suelo en los dos sistemas. En las simulaciones se consideró el mismo contenido de agua inicial basado en las mediciones en campo del día 14 de agosto (0.120 cm^3 cm^{-3}) y el mismo tiempo de oportunidad de 1.29 h. En la Figura 3, que muestra la distribución de agua en el suelo 4 días después de regar, se observa que en los dos sistemas la zona de influencia del riego es muy similar, no observándose un mayor movimiento lateral de agua en el RSA. En ambos sistemas los contenidos de agua simulados a una profundidad superior a 20 cm no presentan incrementos, coincidiendo con las medidas tomadas con TDR. La zona del caballón es la zona que presenta mayor sequedad en los dos sistemas de riego, lo que también se detectó a partir de las medidas con TDR.

El sello formado durante los riegos en la superficie del surco tuvo un efecto importante en la infiltración durante los riegos, ya que cuando no se consideró su efecto en las simulaciones se observaba que el agua se infiltraba a mayor profundidad de la que se detectó con las medidas experimentales.

4. CONCLUSIONES

El avance de agua durante los riegos en RSA tendió a ser más lento que en RSNA, lo que permitió alargar el tiempo de riego y mejorar la uniformidad de distribución. Sin embargo en RSA la dosis aplicada por hectárea en cada riego fue significativamente inferior, al ser el doble el volumen de suelo que debe humedecer cada surco regado. Por ello, se ha puesto en evidencia que para aplicar una dosis de riego

similar a lo largo de toda la campaña es preciso regar más a menudo con RSA, lo cual supone un inconveniente para el agricultor.

El modelo WinSRFR permitió determinar el perfil de infiltración a lo largo del surco, observando una mayor cantidad de agua infiltrada al final del surco que en su inicio, lo que teniendo en cuenta que se aplicó un riego deficitario supuso un aumento de la producción en la zona donde hubo más infiltración.

El modelo HYDRUS permitió analizar la distribución de agua en el plano perpendicular al surco teniendo en cuenta el efecto del sellado. Coincidiendo con las medidas experimentales, en los resultados de las simulaciones se observó que con las dosis de riego aplicadas sólo se humedecieron los primeros 20 cm de suelo y por lo tanto el riesgo de pérdidas de agua por percolación profunda fue mínimo.

La técnica del RSA en los suelos estudiados no supuso una mejora en la *WUE* ni un aumento de la producción de maíz.

REFERENCIAS

Abbasi, F., J. Feyen y M.T. van Genuchten, 2004. Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. *J. Hydrol., 290 (1-2)*, 63-79.

Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper no. 56*, Rome, Italy.

Arbat G., M. Duran-Ros, J. Puig-Bargués, J. Barragán y F. Ramírez de Cartagena, 2008. Evaluación del riego por superficie en la producción de planta ornamental en la Comunidad de Regantes Acequia Vinyals (Girona). *Congreso Internacional de Riego*. Zaragoza.

Arbat, G., J. Puig-Bargués, M. Duran-Ros, J. Barragán y F. Ramírez de Cartagena, 2007. Distribución del agua en el suelo en riego por superficie: aplicación del código HYDRUS. En: *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo VIII*, Córdoba.

Cahoon, J. E., P. Mandel y D.E. Eisenhauer, 1995. Management recommendations for sloping blocked-end furrow irrigation. *Appl. Eng. in Agric. 11(4)*, 527-533.

Crevoisier, D., Z. Popova, J.C. Mailhol y P. Ruelle, 2008. Assessment and simulation of water and nitrogen transfer under furrow irrigation. *Agric. Water Manag. 95(4)*, 354-366.

Clemmens, A.J. y A.R. Dedrick, 1994. Irrigation techniques and evaluations. En: Tanji, K.K., Yaron, B. (Eds.), *Advances Series in Agricultural Sciences*, Springer, Berlin.

Elliott, R.L. y W.R. Walker, 1982. Field evaluation of furrow infiltration and advance functions. *Trans. ASAE. 25(2)*, 396-400.

Graterol, Y.E., D.E. Eisenhauer y R. W. Elmore, 1993. Alternate-furrow irrigation for soybean production. *Agric. Water Manag. 24(2)*, 133-145.

Horst, M.G., S.S. Shamutalov, J.M. Gonçalves y L.S. Pereira, 2007. Assessing impacts of surge-flow irrigation on water saving and productivity of cotton. *Agric. Water Manag. 87(2)*, 115-127.

Horst, M.G., S.S. Shamutalov, L.S. Pereira y J. M. Gonçalves, 2005. Field assessment of the water saving potential with furrow irrigation in Fergana, Aral Sea basin. *Agric. Water Manag. 77(1-3)*, 210-231.

Kang, S.Z., Z.S. Liang, X.T. Hu, Y.H. Pan, P.Z. Shi y J. Zhang, 2000. Soil water distribution, uniformity and water-use efficiency under alternate furrow irrigation in arid areas. *Irrig. Sci. 19(4)*, 181-190.

Mailhol, J.C., D. Crevoisier y K. Triki, 2007. Impact of water application conditions on nitrogen leaching under furrow irrigation: Experimental and modelling approaches. *Agric. Water Manag. 87(3)*, 275-284.

Playán, E., 2008. Design, Operation, Maintainance and Performance Evaluation of Surface Irrigation Models*. Monografia de curso: Land and Water Resources Management*. Irrigated Agriculture. Instituto Agronomico Mediterraneo-CIHEAM. Bari, Italia.

Ramos, B., 2005. Influència de l'aportació continuada de fems de boví i de fertilitzant nitrogenat en el rediment i en el rentat de nitrogen nítric d'un cultiu de blat de moro en regadiu. *Projecte Final de Carrera d'Enginyer Agrònom*. ETSEA-UdL, Lleida.

Ritchie, J.T., 1972. Model for predicting evaporation from row crop at incomplete cover. *Water Resour. Res., 8(5)*, 1204-1213.

Rovira, L., 2005. El reg superficial per solcs al Baix Empordà: avaluació, diagnòstic i recomanacions. *Treball Final de Carrera d'Enginyeria Tècnica Agrícola*. Escola Politècnica Superior-UdG, Girona.

Simunek, J., M. Sejna y M.T. van Genuchten, 2006. The HYDRUS Software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. U.S. Salinity Laboratory. Riverside, California.

USDA. 2006. WinSRFR 2.1 Help & Manual – Draft. Surface Irrigation Analysis, Design & Simulation. USDA/ARS/Arid-Land Agricultural Research Center. Maricopa, Arizona.

Valentin, C. y L.M. Bresson, 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma, 55*, 225-245.

Webber, H.A., C.A. Madramootoo, M. Bourgault, M.G. Horst, G. Stulina y D.L. Smith. 2006. Water use efficiency of common bean and green gram grown using alternate furrow and deficit irrigation. *Agric. Water Manag. 86(3)*, 259-268.

ESTUDIO SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LA ZONA NO SATURADA EN LAS INMEDIACIONES DE DISPOSITIVOS DE TIPO SUPERFICIAL DE GESTIÓN DE LA RECARGA DE ACUÍFEROS. LAS ESTACIONES DINA-MAR ZNS. PRIMER CICLO DE OPERATIVIDAD.

A. Enrique Fernández Escalante[1]*, Ana García Merino[2]

1: Tragsa I+D+i
C/ Julián Camarillo 6b, 28.037, Madrid.
e-mail: efernan6@tragsa.es, web: http://www.dina-mar.es

2: Tragsatec. Área de Planificación y Gestión Hídrica.
C/ Julián Camarillo 6a, 28.037, Madrid.
e-mail: agm@tragsatec.es, web: http://www.dina-mar.es

Palabras clave: MAR, Gestión de la recarga de acuíferos, recarga artificial, Zona no Saturada, DINA-MAR.

RESUMEN. *En el marco del proyecto de I+D+i DINA-MAR, que investiga las zonas más susceptibles para la gestión de la recarga de acuíferos en España y criterios para el diseño de dispositivos idóneos, se han construido dos estaciones de toma de datos en las inmediaciones de un canal de recarga artificial. Este artículo presenta los objetivos del proyecto, la metodología prevista, la descripción de las estaciones, los datos y la primera interpretación tras un año de operatividad. Esta ha servido para mejorar las técnicas de tratamiento de suelo y acuífero (SAT) aplicadas para incrementar la tasa de infiltración desde los canales, reducir la resistencia a la infiltración que provoca el aire entrampado en el acuífero sometido a sobrepresión (efecto Lisse), obtener parámetros hidrogeológicos veraces para mejorar la modelación, afinar la definición de la morfología del bulbo de humidificación, etc.*

ABSTRACT. *In the frame of DINA-MAR R&D+i project, which investigates the most suitable areas for manager aquifer recharge (MAR) in Spain and criteria for the most appropriate designsunsaturated zone next to an artificial recharge channel. This article describes the main objectives of the project, the materials and methods, the characteristics of both stations, data collection and their first interpretation after a complete MAR cycle. These results have allowed to improve Soil and Aquifer Treatment Techniques (SATs) applied to increase the infiltration rate from channels, bringing down the infiltration resistance that trapped air produces (Lisse effect), also to obtain more accurate hydrogeological parameters to improve modelling, to get a better description of seepage bulb morphology, etc.*

1. INTRODUCCIÓN

DINA-MAR es un proyecto de I+D+i desarrollado en el Grupo Tragsa cuyo principal objetivo es determinar qué zonas de España son susceptibles para llevar a cabo operaciones de recarga artificial de acuíferos (zonas MAR), con distintos orígenes del agua (especialmente cauces fluviales y depuradoras) y para distintos usos (en especial regadío, abastecimiento y usos medioambientales).

El proyecto se divide en cuatro bloques, y uno de ellos es la aplicación de técnicas de Tratamiento Suelo-Acuífero (SAT), que sirven para incrementar la efectividad de los dispositivos, en función de la litología y del contexto hidrogeológico. Se asume que para aumentar la efectividad de los dispositivos, hace falta incrementar la tasa de infiltración. Para ello, hay que estudiar los parámetros de la zona no saturada, tales como la tensión generada por el aire que se entrampa durante la recarga artificial, la morfología del bulbo de humidificación y las

permeabilidades (horizontal y vertical).

La información sobre los parámetros de la zona no saturada es obtenida a partir de los sensores colocados en dos estaciones elaboradas en el marco de este proyecto y denominadas DINA-MAR ZNS 1 y 2. Ambas se encuentran a escasos metros del canal de recarga artificial de la Cubeta de Santiuste, dispositivo construido para incrementar los recursos hídricos subterráneos, y utilizarlos para regadío. La obra fue propuesta por el Ministerio de Agricultura y la Junta de Castilla y León (JCL), y ya cuenta con ocho años de operatividad, con volúmenes infiltrados entre 0,5 (Año Hidrológico 2007/08) hasta 12 hm^3 (en el A.H. 2006/07) (Tragsa, 2008).

La Cubeta de Santiuste cuenta con una superficie aproximada de 42 km^2 y se encuentra al oeste de la provincia de Segovia, en la margen izquierda de los ríos Voltoya y Eresma. El acuífero se caracteriza por poseer una formación arenosa cuaternaria (Unidad Arévalo), que rellena una cavidad compleja de un sustrato Terciario arcilloso (Facies Cuesta) o areno-arcilloso (Facies Puente Runel). Una descripción detallada aparece en MAPA, 2005 y Fdez. Escalante, 2005.

El dispositivo está compuesto por canales, balsas y pozos, que se encargan de infiltrar los excedentes invernales derivados del río Voltoya, para luego emplearse para riego en el periodo estival. Comienza en un pequeño embalse de toma en el río Voltoya. Desde aquí sale una tubería enterrada de 10 km. de longitud pendiente abajo, que termina en un depósito que vierte a una balsa de decantación. De esta parten los dos canales principales, cuya longitud conjunta excede los 27 km lineales.

El caudal procedente del río Voltoya ronda los 0,5 m^3/s, con un periodo de concesión que se extiende desde el primero de noviembre al último día de abril, si bien esta concesión depende del carácter del año hidrológico.

En la figura 1 se muestra el dispositivo sobre la cartografía de isopacas del acuífero arenoso cuaternario. En él se pueden diferenciar los canales, balsas, etc.

En las inmediaciones del "canal nuevo" se han construido las estaciones DINA-MAR ZNS 1 y 2. La primera dista 38 m del canal en sentido opuesto a las líneas de flujo, y la segunda 12 m en el sentido de estas.

2. OBJETIVOS

En el marco del proyecto de gestión de la recarga de acuíferos DINA-MAR, se han instalado dos estaciones de toma de datos de la zona no saturada en las inmediaciones de un canal de recarga artificial de acuíferos. Cada estación recoge cinco datos en continuo, con mediciones cada 15 minutos. En esta etapa se pretende llevar a cabo una aproximación para el estudio de tendencias con medias diarias, postergando para etapas posteriores los estudios sobre la evolución de parámetros a escala horaria o inferior.

Con los 10 tipos de datos registrados por los sensores, en este artículo se pretende comenzar un largo proceso para dar respuesta a los siguientes objetivos:

- Conocer mejor la asimetría del bulbo de humidificación desde los canales de recarga artificial.
- Tener criterios para la disociación de la recarga natural y artificial, de cara a minimizar el error de cierre del balance hídrico, hasta ahora estimado con el modelo HELP (en MAPA, 2005).
- Conocer cómo influye la expansión del bulbo de humidificación en los parámetros de la ZNS, especialmente en la tensión capilar, variaciones en la capacidad de succión y en la humedad a distintas profundidades, factores determinantes para el diseño de las técnicas de Tratamiento de Suelo y Acuífero (SATs) que se pretenden adoptar.
- Cuantificación de la tasa de avance (H y V) del agua de la recarga artificial (en adelante AR).
- Estimación del aire entrampado en el acuífero (efecto Lisse) o sobrepresión en el acuífero por el

aire entrampado en sus poros y su migración.

- En etapas posteriores se pretende además estudiar la validez de las ecuaciones de Kraihenhoff y Ernst en la zona, así como estudiar la influencia de la capilaridad en el flujo darciniano.

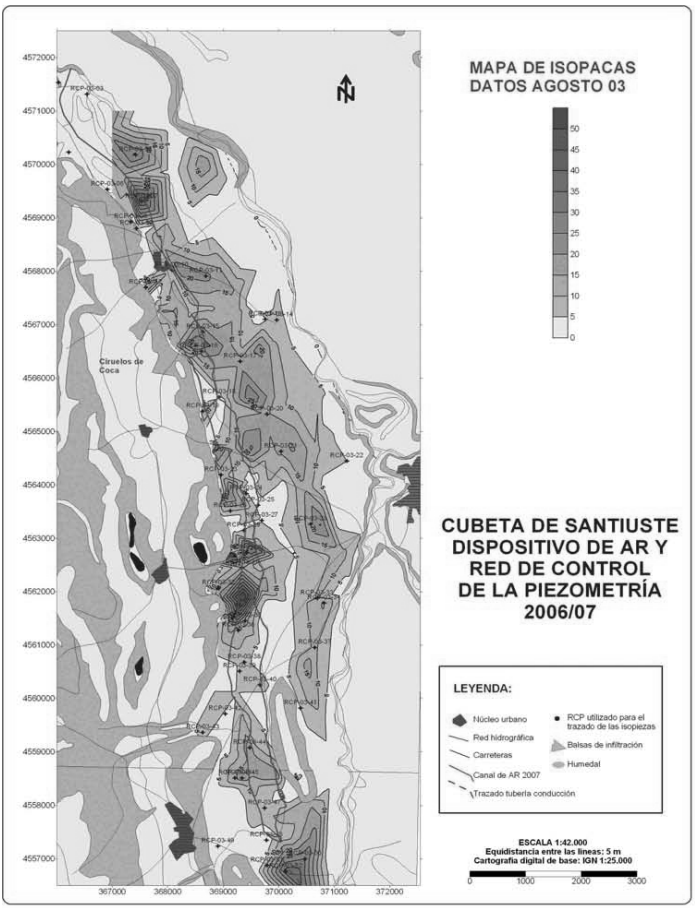


Figura 1. Trazado del dispositivo de recarga artificial de la Cubeta de Santiuste.

Cabe destacar parte de estos objetivos requieren una secuencia de datos plurianual, por tanto, no pueden ser plenamente interpretados en esta fase, quedando postergados para otras etapas del proyecto de I+D+i.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

A comienzos de 2008 comenzó la instalación de las dos estaciones "DINA-MAR ZNS 1 y 2, para el estudio y control de la evolución de la humedad y de la tensión en la zona no saturada del subsuelo".

Tras estudiar y seleccionar la instrumentación más adecuada para los fines pretendidos, cada estación consta de tres sensores: Dos humidímetros SDEC, que además del porcentaje de humedad miden la temperatura, el superior ubicado en torno a 0,5 m de profundidad (con objeto de que uno quede saturado al durante el ciclo de recarga artificial) y el inferior a 2 m en la estación ZNS-1 y 1,1 en la ZNS-2 (en la que el nivel del agua es más somero). Además cada una cuenta con un tensiómetro Bourdon ubicados entre los dos humidímetros-termómetros, y su membrana se encuentra en torno a 1,05 m, poco por encima del nivel de aguas altas que se consigue al final de cada ciclo de recarga artificial. Su principal misión es aproximarse a una medición del aire entrampado en los poros y la compresión que ejerce sobre los poros de la ZNS. La instalación se inspira en los criterios de Edmunds & Tyler, 2002. Los sensores están dispuestos de modo transversal al canal, uno gradiente hidráulico arriba y otro abajo, con objeto de detectar y cuantificar el avance del bulbo de humidificación y poder conocer mejor su morfología y simetría. La ubicación exacta de ambas estaciones se presenta en la tabla 1.

De este modo quedan registrados en continuo cinco parámetros en cada una de las dos estaciones: Dos medidas de humedad, dos de temperatura y una de tensión capilar. La medición se efectúa cada 15 minutos, y las señales quedan recogidas en un data-logger. Así mismo se ha instalado el instrumental preciso para el televolcado de la información. La disposición de los sensores se presenta en la figura 2.

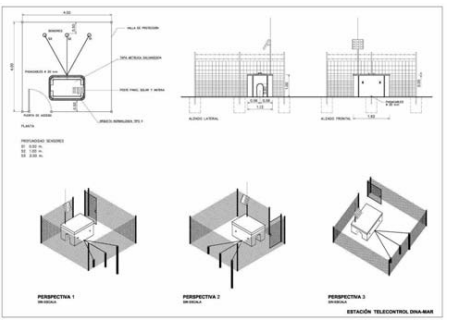


Figura 2. Configuración de las estaciones DINA-MAR ZNS y sensores instalados (tomado de Tragsa, 2008b).

Tabla 1. Ubicación de las estaciones DINA-MAR ZNS-1 Y DINA-MAR ZNS-2 en Segovia.

Estación	Coordenadas	Parcela Sigpac
DINA-MAR ZNS-1	X: 369694 / Y: 4557512	40:221:0:0:1:6244
DINA-MAR ZNS-2	X: 369246 / Y: 4561559	40:65: 265:0:7:5376:2

El estudio de la variación del nivel del agua en las inmediaciones de las estaciones se ha realizado por la medición de pozos adyacentes, su inclusión en una cartografía hidrogeológica y un modelo de flujo (Modflow).

La disociación entre el agua infiltrada procedente de la lluvia y de la recarga artificial se lleva a cabo, hasta la fecha, midiendo la humedad en la ZNS mediante humidímetro Eijkelkamp y mediante el modelo HELP (*Hidrological Evaluation Landfill Performance*), elaborando balances hídricos parciales dentro del sistema. La corrección del modelo mediante datos tomados en la ZNS requiere series de datos, al menos, anuales.

4. DATOS

Las estaciones DINA-MAR ZNS han comenzado a estar operativas en junio de 2008, coincidiendo con el corto ciclo de recarga artificial que ha habido en el año hidrológico 2007/08 de ocho días al final de mayo de 2008, mes con intensas precipitaciones. En este periodo fue derivado un caudal del río Voltoya hasta los canales y balsas de infiltración de 516.000 m^3.

Tras una etapa de calibración, la toma de datos automatizada se hizo coincidir con el último ciclo de recarga artificial, que comenzó el primero de octubre de 2008 y terminó el 30 de abril de 2009.

4.1. Datos termo-pluvio tomados en la Estación meteorológica SG-02 durante el ciclo de recarga artificial

El siguiente pluviograma y termograma (figuras 3) se han realizado con los datos de la estación meteorológica SG-02, de Nava de la Asunción, distante en torno a 5 km de las estaciones. Esta estación es completa. Los datos disponibles corresponden a la duración del ciclo de recarga (de 1 de octubre de 2008 a 30 de abril de 2009).

El 7º ciclo de recarga artificial comenzó el 1 de octubre de 2008 y terminó el 30 de abril. Durante el primer mes el caudal de entrada en la cabecera del dispositivo tipo canal rondaba los 750 l/s, durante el segundo mes bajó en torno a 500 y desde entonces el caudal entrante oscilaba en torno a 180 l/s. El volumen total recargado en este período fue de 8,0 hm^3.

Las circunstancias climáticas en la estación más cercana presentó oscilaciones importantes, con fuertes precipitaciones al primer mes, en la primera quincena de diciembre (nieve), en la primera y última semana de enero y en la segunda de abril. Los valores máximos registrados fueron 21, 27 y 18 de octubre con 10,76; 9,34 y 9,32 mm respectivamente. Las temperaturas mínimas fueron la primera quincena de enero.

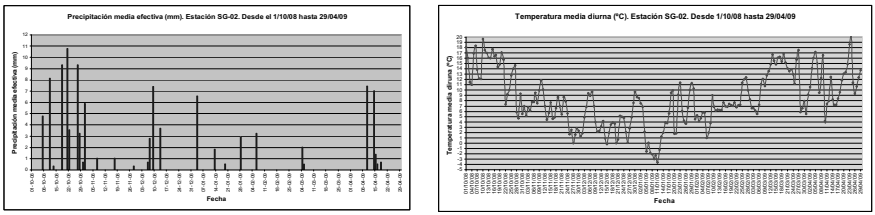


Figura 3 a) y b). Pluviograma y termograma de la estación meteo SG-02, Nava de la Asunción, para la duración del 7º ciclo de gestión de la recarga en la Cubeta de Santiuste.

4.2. Datos registrados en la Estación ZNS-1 (Santiuste) durante el ciclo de recarga artificial

En este período se han registrado en continuo los datos descritos en el apartado precedente, con una carencia accidental debida a una avería en el equipo entre los días 2 de octubre y 18 de noviembre y entre el 18 de febrero y uno de mayo en la estación ZNS-1. En estas fechas la toma de datos fue ocasional y manual mediante Microterm. Con las medidas tomadas se han realizado las gráficas siguientes de apoyo a la interpretación (figuras 4 a 7).

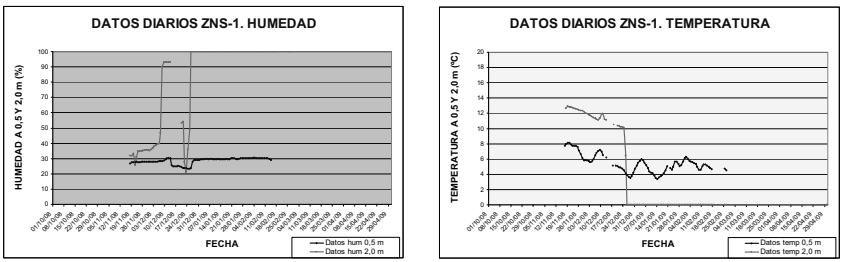
ZNS-1. Humidímetro 0,5 m. Desde el inicio de la toma de datos hasta la primera quincena de diciembre la humedad presenta una tendencia ligeramente ascendente, hasta el 12 de diciembre, que presenta un valor de 30,2 %, a partir del cual la tendencia se torna descendente hasta el 28 de diciembre (valor mínimo de

23,44 el 25 de diciembre). A partir de este valor la tendencia es fuertemente ascendente, alcanzando valores de 29,05 % en cuatro días. Más tarde la tendencia presenta escasas oscilaciones de en torno al 2%.

La temperatura presenta fuertes altibajos en periodos aproximadamente semanales. Los mínimos valores se correlacionan con el descenso de humedad de la segunda quincena de diciembre. Se registra un nuevo valle que coincide con un descenso de humedad de en torno al 2% entre el 5 y 15 de enero.

ZNS-1. Humidímetro 2,0 m. El humidímetro instalado a 2 m presenta valores ligeramente ascendentes entre el 30 y 40% desde el inicio del ciclo hasta el 7 de diciembre, cuando se produce un brusco ascenso, alcanzando valores cercanos al 90% durante seis días. Del 20 al 24 de diciembre hay un descenso de 53 a 24 % aproximadamente, el 25 de diciembre aumenta hasta 49,13 % y el 26 de diciembre se registran valores negativos, que se interpretan como que el humidímetro ha entrado en saturación. Por tanto, el bulbo de humidificación ha necesitado 85 días para alcanzar desde el nivel del agua en el canal (situado unos 40 cm sobre la profundidad del sensor) hasta una distancia de 38 metros, lo que representa un gradiente hidráulico cercano al 1%.

El registro térmico es claramente descendente, con valores de 12,6 a 10,14 ºC en 35 días, con un ligero cambio de tendencia entre el 10 y 12 de diciembre, que se correlaciona con un fuerte aumento en la humedad. Entre el 24 y 25 de diciembre la temperatura disminuye en torno a 5 grados. El 26 e diciembre comienzan los valores negativos, que se interpretan como que el sensor está saturado. Estos datos coinciden claramente con el registro de la humedad.



Figuras 4 a) y b). Gráficas de humedad y temperatura registradas en la estación DINA-MAR ZNS 1 de Santiuste para la duración del 7º ciclo de recarga artificial en la Cubeta de Santiuste. Profundidad de los sensores: 0,5 y 2,0 m.

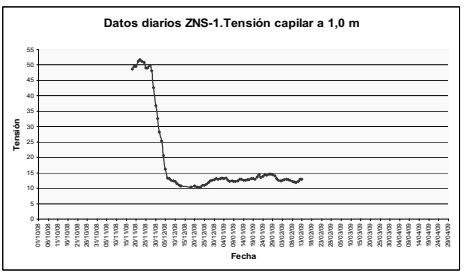


Figura 5. Gráfica de tensión capilar registrada en la estación DINA-MAR ZNS 1. Profundidad del sensor 1,0 m.

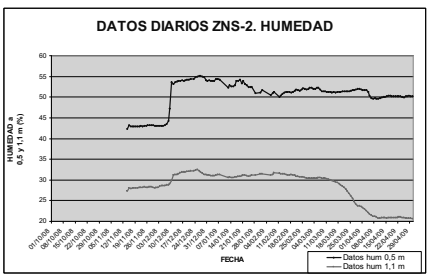
ZNS-1. Tensiómetro 1,0 m. La tensión capilar presenta tendencias claramente proporcionales. Guarda clara proporcionalidad con la tendencia creciente de la segunda semana de diciembre. Durante la tercera semana las fuertes variaciones de humedad coinciden de manera inversamente proporcional con las de tensión. Cuando el sensor ubicado a 2 metros entra en saturación, el tensiómetro ubicado a uno registra una tendencia ascendente en la última semana de diciembre (de 10,99 a 13,03). Desde entonces existe una cuestionable correlación con la humedad registrada a 0,5 m, si bien se registran varios picos entre el 20 y 30 de enero. Valor máximo de 14,56 el 28 de enero. La correlación con la temperatura parece, a grandes rasgos, inversa.

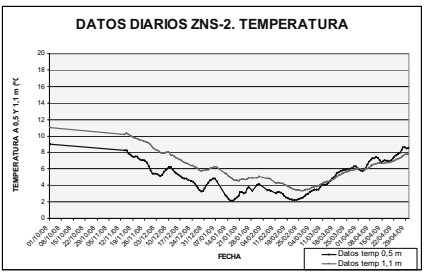
4.3. Datos registrados en la Estación ZNS-2 (Coca) durante el ciclo de recarga artificial

ZNS-2. Humidímetro 1,1 m. El humidímetro instalado a 1,1 m presenta valores ligeramente ascendentes entre el 42 y 45% desde el inicio del ciclo hasta el 8 de diciembre, cuando se produce un brusco ascenso, al igual que ocurrió en ZNS-1, alcanzando el 55% el 26 de diciembre. La tendencia se mantiene estable hasta la segunda semana de enero (52,32% el 12 de enero). La gráfica presenta un nuevo pico, bastante suave, del 13 al 31 de enero, con un valor máximo de 59,13 el 19 de enero. Otro pico más suave aparece entre esta fecha y el 9 de marzo, coincidiendo con un valle en la temperatura. Un nuevo valle se produce entre el 4 y el 16 de abril con registro inverso en el termograma, que presenta un pico más acusado dentro de su tendencia ascendente general.

ZNS-2. Humidímetro 0,5 m. Este registro presenta tendencia ascendente hasta el 9 de diciembre (29 %). Desde ahí se registra un pico hasta el 3 de enero, con un valor máximo el 25 de diciembre de 32,44%). Hasta la segunda quincena de febrero hay claros altibajos (con un valor mínimo de 30,51% el 12 de enero). Del 15 de febrero al 13 de marzo la tendencia es ligeramente descendente, aumentando la pendiente entre esta fecha (29,81%) y el 10 de abril (20,8 %). Desde ahí la gráfica se estabiliza hasta el final del ciclo.

El registro térmico es claramente inversamente proporcional, aunque las pendientes son claramente menos acusadas y las oscilaciones son suaves.





Figuras 6 a) y b). Gráficas de humedad y temperatura registradas en la estación DINA-MAR ZNS 2 de Coca para la duración del 7º ciclo de recarga artificial en la Cubeta de Santiuste. Profundidad de los sensores: 0,5 y 1,1 m.

ZNS-2. Tensiómetro 1,05 m. La tensión capilar del tensiómetro ubicado a un metro presenta tendencias que guardan cierta proporcionalidad con ambos humidímetros, si bien esta relación no resulta tan nítida como en la estación anterior.

El sensor ubicado a 1,1 metros no ha entrado en saturación, según se desprende de la toma de niveles de

piezometría en un pozo cercano, si bien desde mediados de diciembre el bulbo de humidificación parece rozar el sensor y el canal parece haber entrado en control lateral (hay una distancia de unos 10 metros entre el canal principal y el sensor más profundo y 12 al más somero). El nivel del agua en el pozo ha oscilado en torno a 1,15 m respecto al nivel medio del terreno. El gradiente hidráulico resultante es del 6%. Desde entonces la tensión aumentó, con ciertos altibajos, a medida que lo hizo el nivel freático. Los valores mínimos, registrados en torno al 15 de abril, presentan una relación de proporcionalidad en contraposición directa, lo que parece estar supeditado a la ausencia de precipitaciones en este periodo.

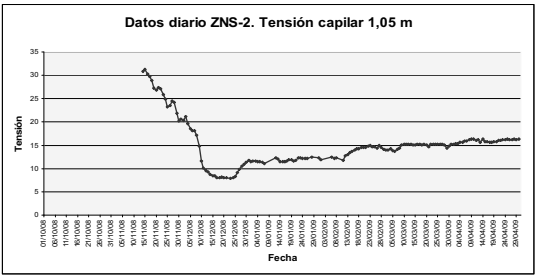


Figura 7. Gráfica de tensión capilar registrada en la estación DINA-MAR ZNS 2. Profundidad del sensor 1,05 m.

5. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

A tenor de las gráficas presentadas, y en líneas generales, se aprecia una inmediata reacción de los humidímetros ante las precipitaciones. Los más someros (0,5 m) presentan una respuesta muy rápida con gráficas abruptas. Los más profundos presentan retardos de hasta un día y las gráficas son más suaves.

En las crestas de humedad de la segunda semana de diciembre, se aprecia un retardo entre el registro de las precipitaciones y la respuesta del humidímetro de en torno a una semana, lo que es atribuible a que las precipitaciones en este periodo fueron de nieve. El máximo creado tiene una línea descendente muy suave mientras había acumulación de nieve en superficie, de modo que la influencia parece estar activa durante aproximadamente quince días. Un suceso parecido se aprecia en las precipitaciones en forma de nieve de la primera semana de enero.

En ZNS-1 los valores de humedad registrados a 0,5 metros son menores que los registrados a dos metros, si bien hay dos valores correspondientes al 1 y 31 de diciembre en los que la humedad registrada a 0,5 metros es menor. Estos datos de apariencia anómala no han sido extraídos al no registrarse irregularidades en la tensión de la alimentación y al haber medidas similares tomadas durante un día cada 15 minutos.

El 25 de diciembre de 2008 el humidímetro ubicado a 2 m de profundidad entró en saturación al ser alcanzado por el avance del bulbo de humidificación del canal, en control lateral, distante 38 metros. El pozo 49 de la red de control presentaba el nivel freático a 2 m bajo el nivel medio del terreno con fecha 14 de marzo. Este pozo se encuentra a 102 m del canal, y ambos en sentido “ascendente” del gradiente hidráulico, es decir, aguas arriba de las líneas de flujo que presenta la cartografía hidrogeológica, de orientación suroeste-noreste. Con un gradiente hidráulico de 1%, y un tiempo de 80 días necesarios para alcanzar el bulbo al humidímetro desde el canal, la permeabilidad media resultante para este sector es: Kh es de 4,4 m/día y Kv resulta 0,32 m/día, tasa muy inferior a la obtenida en sectores cercanos del acuífero por otras metodologías, con valores cercanos a 15 m/día de Kh y de 0,5 de Kv (MAPA, 2005).

El avance del bulbo, por tanto, presenta una velocidad de entre 4 y 5 m /día en este sector, y la transmisividad resultante es en torno al intervalo 1.200-1.400 m^2/día. Repitiendo los cálculos entre el canal y el pozo nº 49, los parámetros son más cercanos a los límites superiores del intervalo.

El gradiente hidráulico del canal de recarga artificial "aguas arriba" ronda el 1 %. En torno a ZNS-2 el flujo es muy superior, habida cuenta de la presencia de un estrato tipo "raña" de matriz arenosa. Aún así se han registrado valores de gradiente hidráulico de hasta el 6% aguas abajo del canal de recarga artificial.
La temperatura a 0,5 metros presenta fuertes oscilaciones con relación de proporcionalidad directa con las precipitaciones e inversa con la humedad. En torno al 10 de diciembre se registra un máximo, una cresta de unos cinco días, que también es registrada a 2,0 metros de profundidad aunque más suavizada y con dos días de retardo. En esta semana hubo precipitaciones de nieve, y el alojamiento del manto albo en superficie parece haber incrementado la temperatura de la ZNS con respecto cuando ha habido precipitaciones líquidas. La tendencia es descendente mientras progresa el bulbo de humidificación, hasta que el sensor entra en saturación.

La tensión capilar a un metro de profundidad presenta tendencia descendente, coincidiendo con las precipitaciones, que en este periodo fueron de nieve. A continuación y durante aproximadamente tres semanas (segunda quincena de diciembre y primera semana de enero) la tensión presenta un valle. El punto de inflexión viene a coincidir con dos días antes de que el humidímetro 2,0 m entrara en saturación. Antes de registrarse este incremento en la vertical, la tensión registra un máximo, atribuible a que el bulbo de humidificación había alcanzado la zona de oscilación (entre 2,0 y 2,4 metros de profundidad), si bien el ascenso del nivel no provoca un ascenso de tensión, sino una M mayúscula en la gráfica durante un intervalo de cinco días. Desde entonces la tendencia es creciente sin apenas rebotes.

En la estación ZNS-2 los valores de humedad registrados a 0,5 metros son también menores y semiparalelos que los registrados a 1,1 metros, si bien la gráfica es mucho menos suave. Al igual que en la estación previa hay un retardo entre la caída de la nieve y el incremento de humedad de unos tres días. El sensor más profundo no se ha llegado a saturar en este ciclo, si bien a partir del 20 de marzo aproximadamente hay una tendencia descendente clara, que coincide con un ascenso del nivel del agua en el pozo más cercano de menos de cinco centímetros bajo en sensor más profundo. De este modo, cuando más cerca está el nivel freático, menor es la humedad para este caso. En este tramo el material testificado es Arena marrón de grano medio con bastante grava y algo de arcilla, bajo un estrato con abundancia de cantos de cuarcita.

La temperatura en esta estación presenta un comportamiento peculiar. Presentan también un semiparalelismo los valores registrados a 0,5 y 1,1 m, con una curva más suave a mayor profundidad, si bien en torno al 18 de marzo, hay una inversión de tendencia, la temperatura del sensor más superficial es más caliente o similar, lo que parece que también está supeditado al ascenso del bulbo. Ambas gráficas presentan valores muy parecidos, separándose en un intervalo de fuertes precipitaciones, con mayores temperaturas el sensor más superficial.

La tensión presenta un carácter descendente con altibajos hasta las nevadas de la primera semana de diciembre, que traen un valle de morfología asimétrica de tres semanas de duración, coincidiendo con un periodo sin precipitaciones.

En general se aprecia un descenso en la tensión capilar en torno a dos días después de las precipitaciones.

El tramo en que se igualan las temperaturas en ambos sensores coincide con una línea muy tendida y ligeramente ascendente, hasta mediados de marzo, en que acontecen fuertes lluvias y se registra un nuevo aumento de la tensión.

6. CONCLUSIONES

En este artículo se ha llevado a cabo un primer análisis de los datos de humedad, temperatura y tensión recogidos en las estaciones DINA-MAR ZNS, adyacentes al canal de recarga artificial de Santiuste, a lo largo de un ciclo. Se ha controlado además el caudal circulante, la precipitación y la temperatura ambiente, lo que ha permitido iniciar correlaciones entre estos parámetros a escala diaria.

En la estación **ZNS-1** se han registrado valores de humedad anómalos, que podrían ser debidos a la influencia de fuertes precipitaciones y a la saturación de un sensor. También podría influir el asentamiento del terreno en torno a los sensores en su primer año de operatividad.

La temperatura a 0,5 metros presenta fuertes oscilaciones, relación de proporcionalidad directa con las precipitaciones y se correlaciona de manera inversa con la humedad.

La tensión capilar presenta una tendencia evolutiva "especial": Al aproximarse el frente de agua la tensión registra un máximo, para luego descender, posiblemente porque la llegada del bulbo de humidificación provoca una compresión del aire en la zona no saturada, que luego se distiende. Este mismo fenómeno se ha observado en ZNS-2, donde además, en general, se aprecia un descenso en la tensión capilar en torno a dos días después de las precipitaciones. La forma "extraña" de la curva incita a aplicar otras tecnologías para su interpretación en el futuro (p.e. *gas chambers,* en Massmann et al, 2002).

De acuerdo con los datos obtenidos sobre la expansión lateral del bulbo de humidificación, su morfología es claramente asimétrica a ambos lados del canal, con pendiente tendida "aguas arriba" y pendientes en torno a cinco veces más inclinadas aguas abajo.

Se han observado permeabilidades más bajas (un cuarto en Kh y un tercio en Kv) de las obtenidas mediante ensayos de bombeo (en MAPA, 2005). Es por tanto recomendable recalcular el balance hídrico modelado mediante HELP, ya que la recarga natural parece ser menor que la calculada en esta zona.

En **ZNS-2 l**a temperatura registrada en los sensores guarda una cierta correlación inversa con la humedad. La inversión de tendencia en torno al 18 de marzo parece estar motivada por el ascenso del bulbo.

El efecto Lisse se manifiesta como el principal impacto que minimiza la efectividad de estos canales de recarga artificial. Las observaciones presentadas abren la puerta a una interesante línea de investigación tendente a reducir este efecto mediante técnicas SAT.

Agradecimientos. Este artículo ha sido posible gracias al equipo del proyecto de I+D+i DINA-MAR del Grupo Tragsa, C.P. 30-13.053.

REFERENCIAS

Edmunds, W.M & Tyler, S.W. (2002). Unsaturated zones as archives of past climates: toward a new proxy for continental regions. *Hydrogeology Journal Vol 10, nº 1. Feb 2002. AIH-Springer.*

Fernández Escalante, A.E, 2005. Recarga artificial de acuíferos en cuencas fluviales. Aspectos cualitativos y medioambientales. Criterios técnicos derivados de la experiencia en la Cubeta de Santiuste (Segovia). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 2005.

MAPA, 2005. Asistencia técnica para el seguimiento y modelización de la recarga artificial en la cubeta de Santiuste de San Juan Bautista (Segovia). DGDR-TRAGSATEC (no publicado disponible para consulta en la biblioteca del MARM, antiguo MAPA).

Massmann, G., Pekdeger, A. & Merz, C. (2002). Geochemical processes during riverbank filtration in a polder region bordering the river Oder, Germany. Management of Aquifer Recharge for Sustainability, Dillon, P.J. (ed). *Proceedings of the 4th International Symposium on Artificial Recharge of Groundwater, Adelaide, South Australia 22-26 September 2002.* Balkema Publishers-AIH.

TRAGSA, 2008. DINA-MAR. Proyecto para la gestión de la recarga de acuíferos en el marco del desarrollo sostenible. Memoria de la anualidad 2008. Grupo Tragsa. Documento interno no publicado.

TRAGSA, 2008b. Proyecto de obra de las estaciones DINA-MAR ZNS. Grupo Tragsa. Documento interno no publicado.

http://www.dina-mar.es. Mayo de 2009.

SALINITY IS REDUCED BELOW THE EVAPORATION FRONT DURING SOIL SALINIZATION

Meritxell Gran [1,2], Jesús Carrera[2], Sebastià Olivella[1], Jordi Massana[1], Maarten W. Saaltink[1], Carles Ayora[2], Antoni Lloret[1].

1: Dept. of Geotechnical Engineering and Geosciences, School of Civil Engineering, Technical University of Catalonia (UPC), Barcelona, Spain.
2: IDÆA, Institute of Environmental Assessment and Water Research, Spanish Research Council (CSIC), Barcelona, Spain.

Keywords: soil salinization, dry conditions, vapor flow, water condensation, modelling, RETRASO-CODE_BRIGHT.

RESUMEN. *La salinización de suelos es un problema global. Generalmente, la salinización es causada por el transporte de sales hacia la superficie por capilaridad y, a pesar de su importancia global, los mecanismos que la controlan aún no están bien descritos. En este trabajo, se han llevado a cabo experimentos de laboratorio y simulaciones numéricas que muestran que las sales precipitan en el frente de evaporación, el cual se da en una zona estrecha del suelo y que el flujo de vapor de agua se desplaza, no solo en sentido ascendente, sino también descendente, desde dicho frente de evaporación. El flujo de vapor descendente, condensa, causando la dilución de la solución. Esto implica, que contrariamente a lo creído hasta ahora, la salinización (la precipitación de sales) no se da por debajo del frente de evaporación.*

ABSTRACT. *Soil salinization is a global problem. Salinization is generally caused by salts transported to the soil surface by capillary rising water. Despite its global importance, actual salinization mechanisms are poorly understood. We use laboratory experiments and numerical models to show that salt precipitates at the evaporation front, which occurs within a very narrow band. Part of the evaporating water diffuses downwards, where it condensates. This implies that, contrary to widely spread belief, salinization (i.e. salt precipitation) does not occur below the evaporation front. Instead, the upflowing solution becomes diluted.*

1. INTRODUCTION

The term salinization refers to the precipitation of salts in the soil surface and root zone. These salts are highly soluble, leading to reduced activity of water, which hinders uptake by plants and causes significant losses in agricultural production. This is a global problem. Nearly 50% of irrigated lands in arid and semi-arid regimes (FAO-UNESCO, 1992) (30% of total arable land (Oldeman et al., 1991) suffer some degree of salinization.
Salinization is generally viewed as involving two processes (Fujimaki et al., 2006). First, water containing salts is brought to the surface by capillarity. Second, evaporation increases salinity and eventually causes salts to precipitate forming a crust, which may reduce further evaporation. The process is complicated by several factors. The vapor pressure at equilibrium within soil water is given by (Olivella et al. 1996a):

$$e_{veq} = e_{vsat}(T) \cdot a_{ws}(s) \cdot a_w \quad (\ ) \tag{1}$$

where $e_{vsat}(T)$ is the vapor pressure at equilibrium with a flat surface of fresh water at a given temperature T, $a_{ws}(s)$ is the activity of water with solute concentration s and a_w is an activity correction factor required to account for the fact that soil water is under suction. Increased salinity causes water activity to drop, thus reducing evaporation. Further, activity is equal to the relative humidity of the air at equilibrium with water. Therefore, a reduced activity implies that vapor will tend to flow towards the salinized area (Kelly and Selker, 2001; Wheeting, 1925). Relative humidity, and consequently water activity, a_w , is also affected by suction, which is large in the drying zone. Suction gradients cause an upwards vapor flux from wet to dry soil zones. Finally, energy drives the whole process. During the summer, mean temperature in the soil is lower than at the surface, thus reducing $e_{vsat}(T)$ below the evaporation front. The corresponding reduction in vapor pressure

causes a downwards flux of vapor. Such a flux has been observed in desert soils (Scanlon, 1994; Scanlon and Milly 1994). In summary, three competing mechanisms act during soil salinization: an unsaturated flow of liquid, an influence on water activity by salinity and suction and a temperature driven vapor flux. Because of these complexities, soil salinization is generally studied by means of water and salt balances without considering in detail small scale processes (Guganesharajah et al., 2004). This may be sufficient to explain large scale behaviour but probably not for designing effective remediation strategies (Tejedor et al., 2007). While small scale processes have been studied, they have not accounted for salinity (Boulet et al., 1997) or for open systems (Nassar and Horton, 1989a, 1989b; Olivella et al., 1996a). Still, a large number of questions remain unanswered: how deep does salinization penetrate, where the evaporation takes place, is salinization a surface process or can it occur at depth.

2. LABORATORY EXPERIMENT

To answer these questions, we focused on the evaporation phenomenon and performed column evaporation tests. We set up sand and silt columns with varying concentrations of epsomite ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) and halite (NaCl). Evaporation was forced by an infrared lamp (*Philips PAR38 IR 175R*) located 38 cm above the column surface, so that the radiation at the soil surface was designed to be some 90 mW/cm^2, similar to summer radiation at mid-latitudes. The columns (Figure 1) consisted of methacrylate cylinders, 24 cm long and 14.4 cm in diameter surrounded by a thermal insulator (*Termoflex*, 2 cm thick).

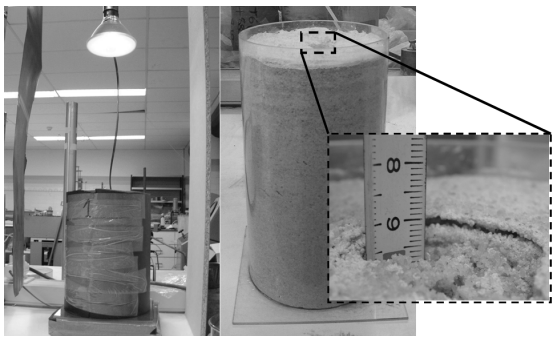


Figure 1: Experimental set up. Left, initial setting under the infrared lamp with the column surrounded by thermal insulator. Right, the column at the end of the experiment, when the sand is dry and a salt crust has formed at the surface. Note the detail of the air gap existing between the sand and the salt crust.

Column weight was monitored and the weight loss was attributed to evaporation. The columns were dismounted when a 32% degree of saturation was reached. Temperature, salt concentration and soil water content profiles were obtained. The column experiments are described in detail in Massana et al. (2005).

Figure 2 displays the time evolution of cumulative evaporation for the different soil and salt types and different concentrations.

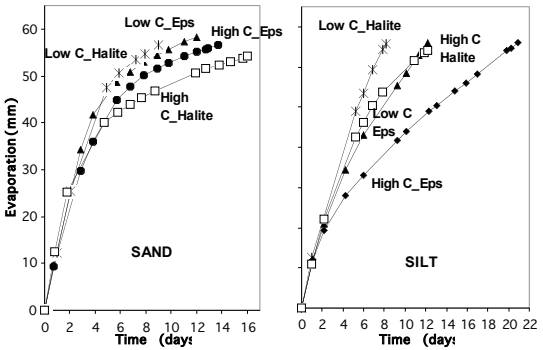


Figure 2: Time evolution of cumulative evaporation for sand and silt columns using halite ($7g_{NaCl}/kg_w$ for the low concentration and $20g/kg_w$ for the high concentration column) and epsomite ($14g_{MgSO4\text{-}7H2O}/kg_w$ for the low concentration and $40g/kg_w$ for the high one).

As the figure illustrates, it is clear that the evaporation rate evolves over time and is sensitive to soil texture and salt. At the beginning, evaporation is fast and controlled by the type of soil. The fact that evaporation occurs more quickly for sand than for silt columns suggests that permeability is a controlling factor. At later times, the situation is reversed, with a higher evaporation rate for silt than for sand columns, which can be attributed to differences in capillary rise.

The upper portion of the sand columns becomes desaturated at late times (Figure 3). That is, evaporation is concentrated within an evaporation front located a few centimetres below the surface. On the other hand, water content remains sizeable all the way up to the surface in silt columns (not shown). The type of salt and concentration also plays a significant role on the evaporation rate, which drops sooner for epsomite than for halite and for saline than for dilute solutions. All these observations are consistent with current understanding (Menking et al., 2005).

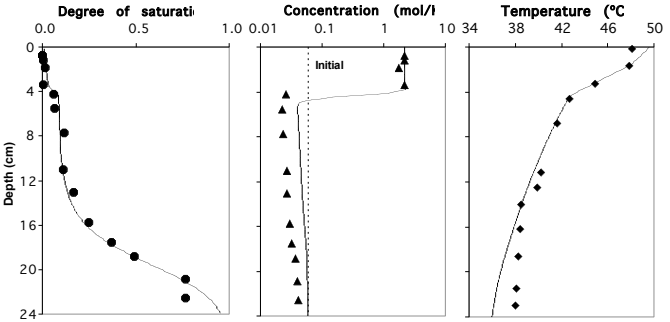


Figure 3: Profiles of concentration, degree of saturation and temperature measured (symbols) and computed (line) after 12 days of evaporation for the sand column with low initial epsomite concentration.

The spatial distribution of solute (Figure 3) is possibly more surprising than the other two profiles. Salinity is extremely high at the surface, where water content is negligible, and salt has precipitated. Unexpectedly, salinity drops dramatically, normally below the initial concentration just underneath the crust. Further down in the

sample, salinity remains constant in the case of the silt columns and increases slightly with depth for sand columns.

The decrease of concentration can be explained by the condensation of vapor and suggests that significant separation processes occur during crust formation. The evaporation crust is fed by liquid water, which flows upwards by capillarity towards an evaporation front. Vapor diffuses both upwards and downwards from the front. Downwards vapor flux carries energy and dilutes the lower portions of the column.

3. MODELING

This conceptual model implies a number of interacting processes: liquid and gas flow; solute, vapor and heat transport; osmotic effects; "oven-drying" of the soil (i.e. evaporation of not only capillary water, but also adsorbed water) and salt precipitation.

Identifying the role of each process requires numerical modelling. We used CODE_BRIGHT-RETRASO (Saaltink et al., 2004) modified using CHEPROO (Bea et al., 2008; 2009) to evaluate salinity using the Pitzer model (Simunek and Suarez, 1994) as well as a modified van Genuchten (1980) retention and relative permeability curves to simulate oven drying (Fayer and Simmons, 1995; Rossi and Nimmo 1994).

CODE_BRIGHT-RETRASO couples the code CODE_BRIGHT (Olivella, 1996b) and RETRASO (Saaltink, 1997). CODE_BRIGHT simulates the flow of liquid and gas and the transport of heat. It then passes flow properties to RETRASO. After RETRASO has calculated the concentrations of solutes and minerals, it updates the flow parameters affected by these concentrations, such as, porosity, permeability and water activity.

The model used a one dimensional finite element mesh of 241 nodes with smaller elements at the top of the column. Retention curve parameters were obtained from laboratory measurements and saturated permeability and relative permeability curves were taken from literature. At the top boundary, a constant heat flux was imposed and also a flux of water and air as a function of temperature and relative humidity measured in the laboratory. Along the laterals and at the bottom of the column a heat flux as a function of temperature difference between column and laboratory was used, whereas zero fluxes for air and water were imposed. Finally, zero mass fluxes for the solutes were imposed on all boundaries.

Because the important processes (formation and evolution of an evaporation front and a salt crust) were most pronounced for the sand column with epsomite, this case has been used for the numerical simulations.

Results of the non isothermal multiphase flow model are shown in Figure 4 and Figure 5 for the sand column with a low initial epsomite concentration. (A comparison of model results and laboratory measurements was shown in Figure 3).

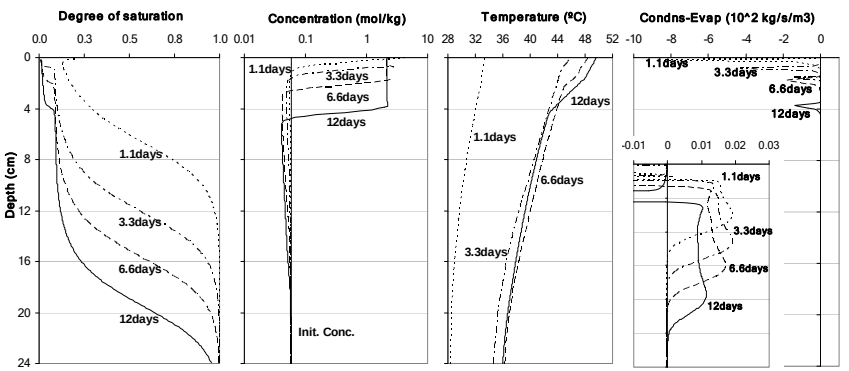


Figure 4: Computed profiles of degree of saturation, concentration, temperature and condensation (evaporation when negative). Notice that significant evaporation only occurs on a very narrow band.

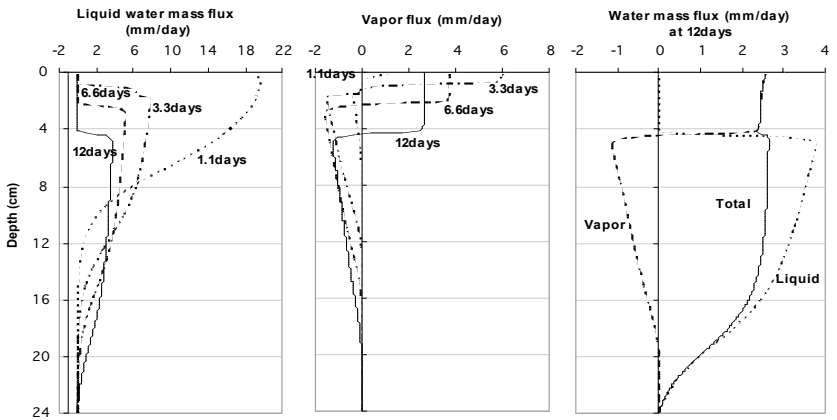


Figure 5: Computed water mass fluxes (positive if upwards) expressed as water column (1mm/d = 1kg/m^2/d). Liquid water flux is always upwards, but negligible above the evaporation front. Vapor flux is upwards above the evaporation front and downwards below. Total water flux is approximately constant in the upper part of the column (the slight reduction at the evaporation front accounts for storage variations in the oven drying zone).

The model qualitatively reproduces the observed moisture, temperature and salinity patterns (Figure 3) and allows a detailed evaluation of the processes controlling these variables. Liquid water flows upwards towards the evaporation front where moisture drops abruptly to oven dry conditions. This implies that water can no longer flow as liquid. However, water content continues to diminish towards the top of the column in response to the upwards increase in temperature and a reduction of vapor pressure which causes relative humidity to drop in upward direction. In reality, though not simulated here, the reduction in relative humidity causes dehydration of epsomite, such that $MgSO_4$ minerals are progressively dehydrated.

The behaviour of the temperature profiles is more predictable. Most incoming heat is initially dissipated by evaporation at the early stages. Therefore, the top of the column heats up once evaporation starts to fall. As a result, an increasing proportion of energy is returned as sensible heat. Temperature gradients are largest above the evaporation front because most energy is needed for evaporation. A portion of the downwards energy flux underneath the evaporation front takes place not as sensible heat, but as latent heat flow.

Salt concentration is the critical factor. The liquid becomes saturated with epsomite at the centre of the front. Therefore the location of the front is controlled by the heat flux from above (reduced because of depth and dryness) and the liquid water flux from below (also reduced as water content falls over time). As concentration increases and the soil dries, water activity is reduced and the front is displaced downwards.

As a result, evaporation is forced to occur at the precipitating salts front. The increase in vapor and gas pressure at the evaporation front causes vapor diffusion and advection both upwards and downwards from this front. The relative magnitude of the two fluxes depends on boundary conditions. In the experiments discussed here, upwards diffusion was hindered by the salt crust, which forced large downwards diffusion, the consequent condensation and a measurable dilution. Vapor also diffuses downwards prior to crust formation for the sand and silt columns, but its magnitude is much smaller. In all cases, the downward vapor flux is more than compensated by liquid flow in the upwards direction, because the overall water content reduces in the column at all stages of the process.

4. CONCLUSIONS

Several conclusions can be drawn. From a mechanistic point of view, evaporation divides the soil into two markedly different zones. Above the evaporation front, the soil is dry, contains salts and the water flux is restricted to vapor phase. Below the evaporation front, the soil is relatively wet (above irreducible water content), water flows upwards in liquid form, and downwards in vapor form. This downward vapor flow condensates causing salinity to drop below the evaporation front. The mechanism displays positive feedbacks, as condensation will be most intense in areas of highest salinity, thus diluting saline water that may have infiltrated. Implications for salt management are clear. Evaporation occurs solely at the surface only if water is abundant (either because of flooding or fine soil texture) and will tend to produce salinization unless saline water is drained away. Alternatively, salinization may be controlled by reducing evaporation (e.g. by soil mulching) or by forcing it to occur far from the root zone (e.g. by drip irrigation).

Acknowledgments. We gratefully acknowledge the financial support received from the EU WATCH project (WATer and global Change) and the Spanish Research Council ATRAPO project.

REFERENCES

Bea, S. A., J. Carrera and C. Ayora, 2008. Modeling of concentrated aqueous solutions: Efficient implementation of Pitzer equations in geochemical and reactive transport models, *Computer in Geosciences* (under review).

Bea, S. A., J., Carrera, C. Ayora, F. Batlle and M. W. Saaltink, 2009. CHEPROO: A Fortran 90 object-oriented module to solve chemical processes in earth sciences models. *Computer in Geosciences 35*(6), 1098-1112.

Boulet, G., I. Braud and M. Vauclin, 1997. Study of the mechanism of evaporation under arid conditions a using detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment, *J. Hydrol. 193, 114-141.*

FAO-UNESCO, *World Soil Res. Report 67 (2-7), Release 1.1, FAO-Rome (June 1992).*

Fayer, M.J. and C.S. Simmons, 1995. Modified Soil Water Retention Functions for All Matric Suctions, *Water Resour. Res. 31(5), 1233–1238.*

Fujimaki, H., T. Shimano, M. Inoue and K. Nekane, 2006. Effect of a salt crust on evaporation from a bare saline soil. *Vadose Zone J. 5:1246-1256.*

Guganesharajah, K., J.F: Pavey, J. van Wonderen, G.M. Khasankhanova, D.J. Lyons and B.J.Lloyd, 2007. Simulation of processes involved in soil salinization to guide soil remediation. *J. Irrig. Drain. Eng. .133, No. 2, April.*

Kelly, S.F. and J.S. Selker, 2001. Osmotically driven water vapour transport in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J. 65: 1634-1641.*

Massana, J., M. Gran, J. Carrera, M.W. Saaltink, S. Olivella, C. Ayora and A. Lloret, 2005. Influencia de la salinidad en le flujo multifásico en columnas de suelo abiertas y bajo condiciones de evaporación. *Estudios Zona No Sat. Suelo, Vol. VII.*

Menking, M., R.Y. Anderson, N.A. Brunsell, B.D. Allen, A.L. Ellwein, T.H. Loveland and S.W. Hostetler, 2000. Evaporation from groundwater discharge playas, Estancia Basin, central New Mexico. *Global Planetary Change 25, 133-147.*

Nassar, N. and R. Horton, 1989a. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: I Experimental results, *Soil Sci. Soc. Am. J. 53, 1323-1329.*

Nassar, N. and R. Horton, 1989b. Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil: II Theoretical development, *Soil Sci. Soc. Am. J. 53, 1330-1337.*

Oldeman, L.R., R.T.A. Hakkeling and W.G. Sombroek, 1991. World map of the status of human-induced soil degradation-an explanatory note, second revised edn. *Wageningen: Int. Soil Ref. Inf. Centre*.

Olivella S., J.Carrera, A.Gens and E.Alonso, 1996a. Porosity variations in saline media caused by temperature gradients coupled to multiphase flow and dissolution/precipitation. *Transp. Porous Med. 5, 1-25.*

Olivella S., A.Gens, J.Carrera and E.Alonso, 1996b. Numerical formulation for a simulator (CODE_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Eng. Computations, Vol. 13, No 7, 87-112*.

Rossi, C. and J.R. Nimmo, 1994. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resour. Res. 30 (3): 701-708.*

Saaltink, M.W., I. Benet and C. Ayora, 1997. RETRASO, Fortran code for solving 2D reactive transport of solutes, *Users' Guide, Geotech. Depmnt., Tech. Univ. Catalonia (UPC) and Spanish Res. Council (CSIC), Barcelona, Spain.*

Saaltink, M.W., F. Batlle, C. Ayora, J. Carrera and S. Olivella, 2004. RETRASO, a code for modeling reactive transport in saturated and unsaturated porous media, *Geologica Acta Vol.2, Nº3, 2004, 235-251.*

Scanlon, B.R., 1994. Water and heat fluxes in desert soils 1. Field Studies. *Water Resour. Res. 30 (3), 709-719.*

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.*

Simunek, J. and D.L. Suarez, 1994. 2-Dimensional transport model for variably saturated porous media with major ion chemistry. *Water Resour. Res. 30 (4), 1115-1133.*

Tejedor, M., C. Jiménez and F. Díaz, 2007. Rehabilitation of saline soils by means of volcanic material coverings. *Eur. J. Soil Sc., April, 58, 490–495.*

van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J. 44 (5): 892–898.*

Wheeting, L.C., 1925. Certain relationships between added salts and the moisture of soils. *Soil Sci. 19:287-299.*

INFLUENCIA DE LAS CURVAS DE RETENCIÓN DE HUMEDAD EN LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN DE ACUIFEROS SOMEROS

María Fernanda Hernández[1]* y Jose Francisco Muñoz [1]

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental
Escuela de Ingeniería
Pontificia Universidad Católica de Chile
Av. Vicuña Mackenna 4860, Santiago – Chile
e-mail: {mfherna1, jfmunoz}@ing.puc.cl, web: http:// www.ing.puc.cl

Palabras clave: Evaporación, Ecuación de Richards, Flujo en la Zona no Saturada, Nivel Freático

RESUMEN. *La evaporación a través del suelo constituye uno de los principales procesos de descarga de un acu'fero somero, especialmente en cuencas desérticas donde el recurso h'drico subterráneo cobra vital importancia. Existen códigos numéricos que permiten estimar el flujo de evaporación de una superficie desnuda de suelo, mediante la resolución de la ecuación de flujo en la zona no saturada, en la cual intervienen las curvas caracter'sticas del suelo h(θ) y K(θ). El objetivo de este trabajo es determinar la influencia de las curvas caracter'sticas del suelo no saturado en la estimación del flujo de evaporación en una napa somera utilizando el código VS2DTI. Los resultados indican que las curvas caracter'sticas del suelo obtenidas por granulometr'a y experimentalmente presentan diferencias importantes. El código numérico mostró alta sensibilidad en la estimación de la evaporación ante cambios en los parámetros de van Genuchten asociados a la altura de la franja capilar y al valor de la conductividad hidráulica saturada.*

ABSTRACT. *Soil evaporation is one of the most relevant processes of discharge from a shallow aquifer, especially in dessert basins where groundwater resources take vital importance. Numerical methods exists that allow us to estimate the evaporation flux from an uncovered soil surface, trough the resolution of the unsaturated zone flux equation, in which soils characteristics curves, such as, h(θ) and K(θ). The objective of this work is to determine the influence of the unsaturated soil characteristics curves in the estimation of the evaporation flux in a shallow groundwater table using the VS2DTI model. Results indicate that characteristics curves of soil, obtained from grain size studies and experimentally, show important differences. The numerical model indicated that there is high sensibility in the evaporation estimation due to changes in van Genuchten's parameters associated to capillary zone hight and the value of the saturated hydraulic conductivity.*

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de cada uno de los componentes de la ecuación hidrológica de una cuenca es fundamental para predecir los impactos de tipo antrópico. En cuencas con información escasa y especialmente en cuencas cerradas como las del altiplano andino, los procesos de recarga y descarga de los acuíferos son difíciles de evaluar porque dependen de parámetros cuya medición es compleja y costosa. La recarga del agua subterránea de una cuenca se puede entender si se logra evaluar la descarga, ya que ésta es una señal hidrológica integrada, observable y de mayor interés práctico que la recarga (Bredehoeft, 2007). En cuencas cerradas, la evaporación desde el agua subterránea, ya sea en forma directa o a través de sus zonas de afloramiento superficial como las vegas y humedales altiplánicos, constituye la única descarga de la cuenca. Por tal motivo, una buena estimación de la evaporación desde el agua subterránea constituye una herramienta valiosa para estimar la recarga.

El flujo de evaporación que se establece en la superficie de un suelo desnudo, puede asociarse en algunos casos con el flujo ascendente que se produce desde el agua subterránea a través de la zona no saturada del suelo. Es así que existen varios códigos que resuelven la ecuación de flujo en la zona no saturada como VS2DTI (Lappala et al., 1987), SiSPAT (Braud, 2000), HYDRUS (Simunek and van Genuchten, 1999), FEFLOW (Diersch, 2002), UZF (Niswonger et al., 2006) entre otros, y permiten estimar el flujo evaporativo en la superficie del suelo. En dicha ecuación intervienen las curvas características del suelo h(θ) y K(θ), que son únicas para cada suelo, y son difíciles y costosas de obtener tanto en laboratorio como en terreno. Por tal razón se han propuesto métodos

indirectos para estimar las curvas características a partir de información granulométrica, contenido de materia orgánica, propiedades químicas y otras características más fáciles de obtener (Minasny et al., 1999; Schaap et al., 2001).

El objetivo de este artículo es determinar la influencia que tienen las curvas características del suelo no saturado en la determinación de la evaporación en una columna de suelo desnudo. Se utiliza el código VS2DTI (Lappala et al., 1987) para determinar la evaporación en función de la profundidad del agua subterránea y se efectúa un análisis de sensibilidad de los distintos parámetros de las curvas características. Adicionalmente se compara el efecto de usar la curva h(θ) obtenida en laboratorio con las propuestas a partir de la curva granulométrica.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Ecuación del flujo en la zona no saturada

La ecuación que rige el flujo en la zona no saturada (Richards, 1931), se obtiene combinando la ley de Darcy con la ecuación de continuidad, que para un flujo vertical en una dimensión se escribe como:

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1\right)\right] \quad (1)$$

donde $C(h)$ es la capacidad específica de humedad (L^{-1}); K es la conductividad hidráulica (LT^{-1}); z es la coordenada vertical (L), positiva hacia abajo; h es la altura de presión (L), función del contenido volumétrico de agua θ (L^3L^{-3}).

Para obtener la solución de la ecuación de flujo vertical en una dimensión, se requiere especificar las condiciones iniciales y de borde apropiadas. La condición inicial está dada por la altura de presión h en todo el perfil y las condiciones de borde que pueden ser aplicadas son la condición de potencial o condición de flujo.

2.2. Solución numérica de la ecuación de Richards

Existen diversos códigos que permiten resolver la ecuación del flujo en la zona no saturada. La discretización espacial y temporal del dominio se realiza a través de esquemas de diferencias finitas o elementos finitos. Mediante diferencias finitas es posible obtener soluciones adecuadas para la mayoría de los problemas, y presenta limitaciones cuando la geometría del dominio es compleja y cuando las propiedades de los elementos no tienen un comportamiento homogéneo en todas sus direcciones. El método de los elementos finitos, permite ajustarse a geometrías de todo tipo, para lo cual requiere implementar métodos de discretización adecuados.

El código VS2DTI (Variably Saturated 2 Dimensional Transport Interface) resuelve la ecuación de Richards para el flujo en la zona no saturada (Healy, 1990), utilizando un esquema de diferencias finitas que permite analizar casos de una o dos dimensiones con coordenadas cartesianas o radiales. Las curvas de succión y de conductividad hidráulica se representan mediante las relaciones propuestas por van Genuchten (1980), Brooks y Corey (1964), Haverkamp et al. (1977) o puntos experimentales. El código permite establecer condiciones de borde de contorno sobre la carga hidráulica (H), presión (h), flujo, infiltración, evaporación, transpiración de plantas y superficies de filtración.

La condición de evaporación se puede imponer en dos etapas. La primera etapa, se produce cuando el suelo cercano a la superficie está húmedo y el agua deja el sistema a una tasa equivalente a la demanda evaporativa de la atmósfera, conocida como tasa potencial. Esta tasa se mantiene en la medida en que el suelo sea capaz de satisfacer dicha demanda. Cuando el suelo se va secando se da inicio a la segunda etapa en que la tasa evaporativa cae rápidamente debido a la disminución del valor de la conductividad hidráulica no saturada (Tyler et al., 2006).

El flujo evaporativo (EVP_a) se establece debido al gradiente de presión existente entre la atmósfera (celda imaginaria) y la primera celda del dominio representado por la celda 1, tal como se presenta en la Figura 1.(Lappala et al., 1987; Liu et al., 2005) y se escribe como:

$$\begin{cases} EVP_a = K_s\, K_r(h)\, SRES\, (HA - h) & si\ EVP_a < EVP(t) \\ EVP(t) & si\ EVP_a > EVP(t) \end{cases} \quad (2)$$

donde EVP_a es la evaporación real en la superficie [LT^{-1}]; $EVP(t)$ es la evaporación potencial del suelo [LT^{-1}]; K_s es la conductividad hidráulica saturada [LT^{-1}]; K_r es la conductividad hidráulica relativa (-); $SRES$ es la resistencia de la superficie que corresponde al recíproco de la distancia desde el nodo hasta la superficie [L^{-1}]; HA es el potencial de presión de la atmósfera [L]; y h es el potencial de presión en el primer nodo de la superficie del volumen modelado [L].

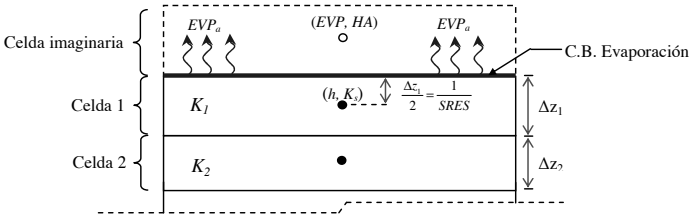


Figura 1. Esquema para la condición de borde de evaporación

El parámetro *SRES* se utiliza para modelar la existencia de una costra superficial menos permeable que el suelo (e.g. costra salina). *HA* es calculado mediante la ecuación de Kelvin (Lappala et al., 1987) como:

$$HA = \frac{RT}{M_w g} Ln(R_h) \tag{3}$$

donde R es la constante de los gases (8.31 g m^2 s^{-2} K^{-1} mol^{-1}); T es la temperatura del aire (K); M_w es el peso molecular del agua (0,018 Kg mol^{-1}); g es la aceleración de gravedad (9,81 m s^{-2}); y R_h es la humedad relativa de la atmósfera (-).

3. METODOLOGÍA

Para lograr los objetivos propuestos se estimaron las curvas características a partir de ensayos de laboratorio y características granulométricas de una muestra de arena fina. La evaporación se determinó mediante el código numérico VS2DTI.

3.1. Estimación de Curvas Características

Las curvas características hidrodinámicas del suelo se determinaron por dos métodos: 1) a partir de ensayos de laboratorio, y 2) a partir de modelos empíricos o funciones de pedotransferencia (PFT). En el laboratorio se determinó la curva de succión h(θ) por los métodos de la columna colgante (ASTM, 2003) y de la olla de presión (ASTM, 2003) que consistieron en la aplicación de diferentes succiones a una muestra de suelo y el registro del contenido de humedad gravimétrico. Primero se realizó el método de la columna colgante, saturando la muestra con agua y aplicando succiones entre 0 y 80 kpa, manteniendo cada succión durante un día y luego se trasladó la muestra a la olla de presión y se aplicó succiones entre 80 y 1500 kpa. Posteriormente se secaron las muestras en un horno a 110+/-5°C. La conductividad hidráulica saturada K_s se midió con un permeámetro de carga constante, y se determinó la conductividad hidráulica no saturada K(h) mediante el ajuste de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten (1980) , que se escriben como:.

$$\boldsymbol{s_e} = \frac{\boldsymbol{\theta_h - \theta_r}}{\boldsymbol{\theta_s - \theta_r}} = \left[\frac{\mathbf{1}}{\mathbf{1+|p\,h|^n}}\right]^{\boldsymbol{m}} \tag{4}$$

$$K(h) = K_s S_e^{1/2}\left[1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \tag{5}$$

donde S_e es la saturación efectiva [-]; θ_h, θ_r y θ_s son el contenido de humedad volumétrico, residual y saturado respectivamente [L^3L^{-3}]; K_s es la conductividad hidráulica saturada [LT^{-1}]; m y n son constantes [-]; y m = 1-1/n.

La estimación de las curvas características por medio de las PFT se realizó con el modelo ROSETTA (Schaap et al., 2001) que estima los parámetros del ajuste propuesto por van Genuchten (1980), utilizando redes neuronales (Schaap and Leij, 1998) mediante 5 modelos jerárquicos que dependen de los datos de entrada (clasificación del suelo USDA, textura, densidad del suelo, capacidad de campo o contenido de humedad a 330 cm de succión y punto de marchitez o contenido de humedad a presión de succión15 bar). En este trabajo se usaron los modelos denominados H2 y H3. El modelo H2 utiliza el porcentaje de arena, limo y arcilla como datos de entrada, y el modelo H3 incorpora, además de la textura, la densidad de suelo seco como predictor. Las características granulométricas del suelo fueron determinadas por los ensayos de tamizado y sedimentación.

3.2. Discretización espacial y condiciones de contorno

Para la simulación del flujo evaporativo se utilizó el código VS2DTI con una discretización en coordenadas radiales para el caso de una columna circular de 15.3 cm de diámetro y 150 cm de altura, y un refinamiento variable con celdas más finas en la zona superior por donde se produce el flujo evaporativo. En total se utilizaron 230 celdas. La celda superior posee un espesor de 10^{-4} cm y las siguientes crecen en progresión geométrica a una razón de 5% más que el grosor de la anterior.

Como condición de borde superior del dominio se utilizó una condición de evaporación que permite fijar un valor para la evaporación potencial (EVP) y para el potencial de presión de la atmósfera (HA). Se indicó que no había costra en la superficie que limitara el flujo evaporativo y por lo tanto la variable SRES se tomó como 2/Δz, considerando el valor de Δz de la celda superior. Para el borde inferior del dominio se fijó una condición de borde de carga constante (H = cte) para definir la profundidad del nivel freático, que corresponde al caso en que la presión de succión del suelo es nula (h = 0). Para los bordes laterales se impuso una condición de borde impermeable.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Estimación de las curvas características h(θ) y K(θ)

El modelo fue aplicado para estimar la evaporación desde el agua subterránea en una columna de suelo cuya granulometría, densidad, contenido de humedad y conductividad hidráulica son conocidos. En la Figura 2 se presenta la curva granulométrica, que corresponde a una curva típica de arena con material fino menor al 10%, y de acuerdo con la clasificación de la USDA (United States Department of Agriculture) el suelo estudiado tiene un 95% de arena, 2% de limo, y 3% de arcilla.

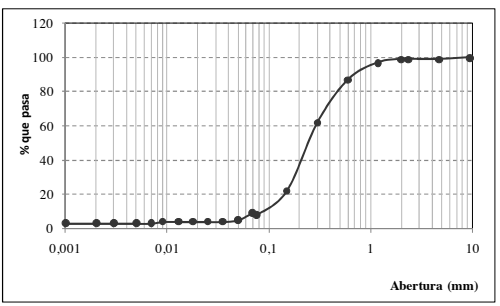


Figura 2. Curva granulométrica del suelo estudiado

Los puntos de la curva de succión determinados experimentalmente fueron adecuados para describir su forma en el rango de presiones de succión entre 0 y -10 m.c.a. El método de la columna colgante resulta efectivo para definir el primer tramo de la curva (0 a 1 m.c.a.) al igual que resulta efectivo el método de la olla de presión para succiones más elevadas. Es recomendable que ambos métodos se apliquen en un rango intermedio de presiones para corroborar que los valores medidos por ambos métodos concuerden.

En la Tabla 1 se presentan los parámetros de van Genuchten de las ecuaciones (4) y (5) para h(θ) y K(h). La curva de succión ajustada a los datos experimentales de la muestra de arena fina es capaz de mantener sus poros con un contenido de humedad cercano a la saturación (θ ≈ θs) en una franja capilar amplia y cercana a 60 cm. Para una profundidad de la napa inferior a 60 cm el perfil de humedad se mantiene saturado y el flujo evaporativo estará dominado por la capacidad de la atmósfera para inducirlo. El suelo será capaz entonces, de acuerdo al código VS2DTI, de proporcionar en todo momento el flujo demandado dentro de este rango de profundidad del nivel freático.

Tabla 1. Parámetros de ajuste de van Genuchten.

Parámetro	Ajuste Experimental	Modelo H2	Modelo H3
θr	0.0595	0.0535	0.0485
θs	0.2492	0.3753	0.2887
p	0.0154	0.0322	0.0318
n	8.2729	3.3312	2.9902
Ks	131.328	722.77	289.93

En la Figura 3 se presentan las curvas de succión h(θ) y de conductividad hidráulica K(θ) ajustadas con van Genuchten (1980). Las curvas h(θ) estimadas a partir de la granulometría muestran claras diferencias principalmente en la zona cercana a la saturación (Figura 3a). El contenido de humedad saturado (θs) obtenido mediante los modelos H2 y H3 resultaron mayores al medido en laboratorio. La curva medida en laboratorio muestra una franja capilar que se extiende hasta una succión cercana a los 50 cm, mientras que para los ajustes mediante los modelos H2 y H3 esta franja no sobrepasa los 30 cm. El contenido de humedad residual (θr) obtenido con los modelos H2 y H3 es muy similar al medido en laboratorio.

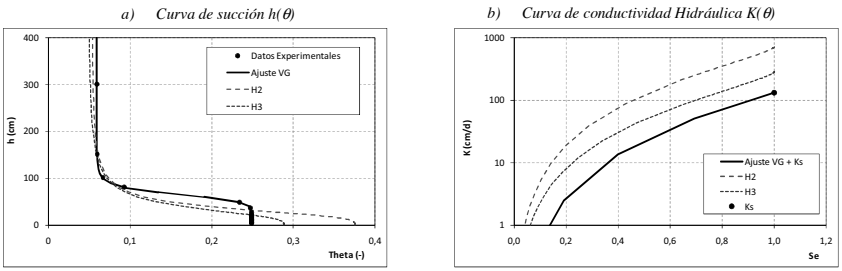


Figura 3. Ajustes de curvas características

En la Figura 3b se observa que las diferencias entre la curva ajustada a partir del valor de Ks medido en el laboratorio y las estimadas mediante los modelos H2 y H3 a partir de la granulometría son importantes. El dominio para el cual está definida la curva K(θ) es diferente, debido a que el extremo superior (θs) es diferente para cada uno de los ajustes. Estas diferencias son mayores cerca de la condición de saturación y van disminuyendo hacia el contenido de humedad residual (θ ≈ θr). La pendiente de la curva K(θ) asociada a cada ajuste se ve también modificada debido a estas diferencias ya mencionadas, pero además por la variación del parámetro n en el ajuste de van Genuchten que afecta el valor de m en la ecuación (5).

Las mayores diferencias se encuentran en los parámetros p, n y K_s. Los modelos H2 y H3 sobreestiman los

valores de p y K_s, y subestiman los valores de n. Una sobrestimación del parámetro p produce una subestimación de la presión de burbujeo o de entrada de aire (h_b =1/p) y por lo tanto una disminución en la altura de la franja capilar, mientras que un aumento (disminución) en el parámetro n produce un aumento (disminución) en la altura de la franja capilar (Figura 4). Las diferencias existentes entre las estimaciones de las curvas de succión y conductividad hidráulica experimentales y las curvas ajustadas a partir de la granulometría se explican principalmente por la metodología empleada en los modelos empíricos. El método de redes neuronales utilizado por Schaap y Leij (1998) depende fuertemente de los datos utilizados en el proceso de entrenamiento de dichas redes, principalmente de la cantidad y distribución textural de los datos, y a pesar de que el entrenamiento para este modelo se realizó con cerca de 10.000 puntos h(θ) y 1500 puntos K(h), la incertidumbre reside en el uso para tipos de suelos distintos a los usados en el entrenamiento de las redes neuronales.

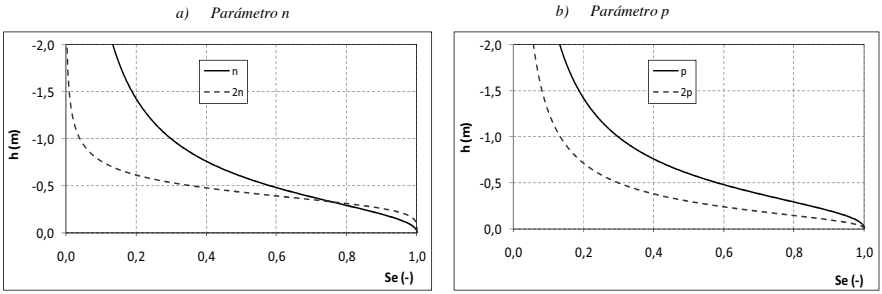


Figura 4. Efecto de los parámetros de la curva de van Genuchten

4.2. Estimación de la evaporación diaria en función de la profundidad de la napa

En la Figura 5 se presenta el flujo evaporativo EV (mm/día) estimado al resolver la ecuación (1) con el código VS2DTI, donde se observa profundidades en las cuales la evaporación calculada corresponde a a la evaporación potencial, denominada profundidad de desacoplamiento, entre 60 y 80 cm, con una fase de decaimiento abrupta y un flujo de evaporación despreciable bajo los 140 cm de profundidad. No se observan grandes diferencias en los valores de evaporación obtenidos.

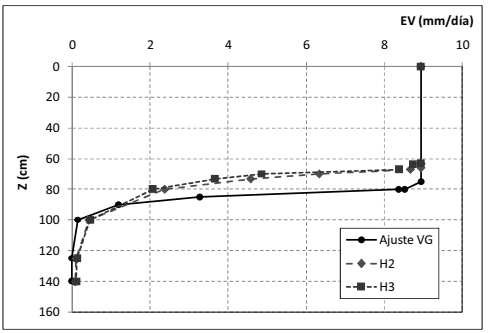


Figura 5. Curvas de evaporación simuladas

La influencia de los parámetros p y n sobre el flujo de evaporación que se establece para diferentes profundidades del nivel freático se refleja directamente con la profundidad de desacoplamiento. Mientras mayor es el espesor de la franja capilar mayor es la profundidad hasta la cual el suelo es capaz de proporcionar el flujo demandado por la atmósfera. Esto se ve reflejado en las curvas de evaporación obtenidas mediante el modelo numérico en donde la curva de evaporación asociada a las características hidrodinámicas ajustadas a partir de los datos experimentales presenta una profundidad de desacoplamiento mayor a la obtenida para las curvas asociadas a los ajustes mediante los modelos H2 y H3. La franja capilar de la curva de succión ajustada a partir de los datos experimentales es del orden de 65 cm, mientras que el espesor de la franja capilar de las curvas de succión obtenidas a partir de la granulometría mediante los modelos H2 y H3 son del orden de 30 cm.

4.3. Análisis de sensibilidad de parámetros de VG en el flujo de evaporación

Como caso base de flujo de evaporación se utilizó el calculado con las curvas h(θ) y K(θ) ajustadas a las mediciones experimentales y se aplicó una variación del 5% sobre cada parámetro y se obtuvo el flujo evaporativo para diferentes profundidades de la napa: 80, 100 y 140 cm de profundidad. En la Tabla 2 se presenta la variación porcentual del flujo evaporativo obtenida según cada parámetro perturbado, en donde los valores negativos representan una disminución porcentual del flujo evaporativo con respecto a la situación base considerada.

Tabla 2. Variación porcentual del flujo evaporativo según la variación de los parámetros del modelo numérico a tres profundidades.

		ΔEV (%)					
Profundidad (cm)		140		100		80	
Parámetro \ Variación		+5%	-5%	+5%	-5%	+5%	-5%
θ_r		0.20	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
θ_s		0.23	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00
P		-62.74	193.11	-62.92	179.06	-54.19	101.96
n		-56.89	119.20	-34.62	52.36	-14.78	16.97
K_s		5.20	-4.78	5.00	-5.00	5.00	-5.00
HA		0.18	0.23	0.04	0.04	-0.04	0.04

Los parámetros θr y θs no afectan el comportamiento del modelo sobre el flujo evaporativo calculado cuando la napa se encuentra sobre los 100 cm de profundidad, aunque muestra una variación del orden de 0,2% cuando está a una profundidad de 140 cm. La sensibilidad asociada al parámetro HA no parece ser relevante. En todos los casos se obtuvo una variación menor al 0.1%, de modo que su influencia se considera despreciable ante variaciones de esa magnitud (±5%).

La conductividad hidráulica saturada presenta una sensibilidad similar para las distintas profundidades del nivel freático consideradas. Asimismo, se observa una variación en el flujo evaporativo calculado que es equivalente a la impuesta al parámetro Ks, ya que cuando se aumenta o disminuye el valor de Ks se produce un aumento o disminución de igual magnitud porcentual en el flujo evaporativo calculado., Esto se produce cuando la evaporación actual es menor que la evaporación potencial ya que el flujo evaporativo es proporcional a la conductividad hidráulica saturada y HA no varía ya que la temperatura es constante, tal como aparece en la ecuación 2.

El modelo se muestra muy sensible ante cambios en los coeficientes p y n. La mayor variación porcentual para estos parámetros se registró cuando la napa se encuentra a 140 cm de profundidad, con un aumento del flujo en un 193.11% para el parámetro de p y 119.20% para el caso de n con respecto a la situación inicial. Al igual que ocurre con el parámetro p, cuando n disminuye, el flujo evaporativo calculado aumenta y disminuye cuando n aumenta. Esto muestra que existe una relación negativa entre el flujo evaporativo y los parámetros p y n.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A pesar de las grandes diferencias observadas en la estimación de las curvas características h(θ) y k(θ) obtenidas a partir de ensayos experimentales y a partir de las PFT, estas no generan grandes diferencias en los valores del flujo de evaporación estimados en la modelación.

Las mayores diferencias observadas en las curvas características y en el flujo de evaporación estimado, la producen los parámetros p, n y Ks. Los modelos H2 y H3 sobreestiman los valores de p y Ks, y subestiman los valores de n.

El código VS2DTI es capaz de predecir el flujo evaporativo pero presenta algunas limitaciones. La condición de borde en la superficie produce una profundidad de desacoplamiento que parece estar determinada por el espesor de la franja capilar, suponiendo un flujo no saturado que no es real; el modelo resuelve las ecuaciones sólo para transporte de agua, para lo cual impone una condición de borde en función de la evaporación potencial generando una distancia de desacoplamiento que no existe en la realidad y que se debe a que el movimiento del agua líquida, vapor de agua y calor están fuertemente interrelacionados. Por lo tanto, las simulaciones y las soluciones analíticas que se basan sólo en la ecuación de Richards no son capaces de describir la totalidad del perfil.

REFERENCIAS

ASTM, 2003. *Standard test methods for determination of the soil water characteristics curve for desorption using a hanging column, pressure extractor, chilled mirror hygrometer, and/or Centrifuge*. Annual book of ASTM standards 04.

Braud, I., 2000. *SiSPAT user's Manual version 3.0. SiSPAT, a numerical model of water and energy fluxes in the soil-plant-atmosphere continum*, Grenoble, France.

Bredehoeft, J., 2007. It is the discharge. *Ground Water*. *45*,523-523.

Brooks, R.H., y A.T. Corey, 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3*.

Diersch, H.J. 2002. *Feeflow reference manual*. WASY institute for water resources planning and systems reseach berlin.

Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Touma, P.J. Wierenga, y G. Vachaud, 1977. A Comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J. 41*,285-294.

Healy, R.W., 1990. *Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the us geological survey's computer program VS2D*.

Lappala, R.W., R.W. Healy, y E.P. Weels, 1987. *Documentation of computer program VSD2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media*. Water Resources Investigations, Denver, Colorado.

Liu, S., W.D. Graham, y J.M. Jacobs, 2005. Daily potential evapotranspiration and diurnal climate forcings: influence on the numerical modelling of soil water dynamics and evapotranspiration. *Journal of hydrology*. 309,39-52.

Minasny, B., A.B. McBratney, y K.L. Bristow, 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma. 93*, 225-253.

Niswonger, R.G., D.E. Prudic, y R.S. Regan, 2006. *Documentation of the unsaturated-zone flow (UZF1) package for modeling unsaturated flow between the land surface and the water table with modflow-2005*. US Department of the Interior, US Geological Survey, USA.

Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous media. *Physics. 1*,318-333.

Schaap, M.G., y F.J. Leij, 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science. 163*,765-779.

Schaap, M.G., F.J. Leij, y M.T. van Genuchten, 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology. 251*,163-176.

Simunek, J., y M.T. van Genuchten, 1999. *Using the HYDRUS-1D and HYDRUS-2D codes for estimating unsaturated soil hydraulic and solute transport parameters, p. 1523-1536*, *In* M. T. van Genuchten, et al., eds. Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, University of California, Riverside, CA.

Tyler, S.W., J.F. Munoz, y W.W. Wood, 2006. The response of playa and sabkha hydraulics and mineralogy to climate forcing. *Ground Water. 44*,329-338.

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.

EFECTO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO SOBRE SU CONTENIDO EN AGUA EN ÁREAS ALUVIALES DE USO AGRÍCOLA DE LA RIOJA ALTA.

J.J. Martínez-Bastida [1], M. Arauzo [1], M. Valladolid [2]

[1] Departamento de Contaminación Ambiental, Instituto de Ciencias Agrarias, Centro de Ciencias Medioambientales-CSIC, Serrano 115 dpdo. 28006 Madrid. E-mail: martinez.bastida@ccma.csic.es; mercedes@ccma.csic.es

[2] Departamento de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. E-mail: marval@mncn.csic.es

Palabras clave: Suelo agrícola, Sondas FDR, humedad volumétrica, drenaje, riego.

RESUMEN. *El conocimiento de la dinámica del agua en el suelo permite mejorar la precisión de las estrategias en el manejo agrícola. El objetivo de este estudio ha sido analizar los efectos de las propiedades físicas del suelo sobre su contenido en agua en tres parcelas situadas sobre La Rioja Alta (España). Para ello, se han interpretado los datos obtenidos a partir de tres sondas FDR situadas en el perfil del suelo a tres niveles de profundidad, que registran datos con frecuencia horaria, durante los periodos de cultivo e intercultivo de 2008. Los resultados indican que los procesos de drenaje se ven favorecidos por la abundante presencia de gravas en el suelo y por los aportes de agua de elevada intensidad en las Parcelas 1 y 2. En la Parcela 3, sin gravas y con un alto contenido en limos y arcillas, el proceso de percolación es mucho más lento.*

ABSTRACT. *The knowledge of the water soil movement allows to a better efficiency in agriculture management. The objective of this study was to analyse the effect of soil properties into the water soil content of three plots located in La Rioja Alta (Spain). Three FDR probes located at different depths in the soil profile were used to record data on an hourly basis during the crop and intercrop period of 2008. Results show that a high proportion of gravels in the textural composition of soils and intense water inputs favour the drainage process in Plots 1 and 2. Drainage process in Plot 3, without gravels in the soil profile and with a high proportion of silt and clay, is much slower than in the other plots.*

1. INTRODUCCIÓN

La optimización de los sistemas de riego constituye una cuestión clave para desarrollar unas buenas prácticas agrícolas y reducir los procesos de drenaje y el riesgo de lixiviación de contaminantes de origen agrícola. De ahí que en las últimas décadas se hayan desarrollado abundantes estudios en esta dirección (Díez *et al*. 1997; Vázquez *et al*. 2003; Domingo-Olivé *et al*. 2005). La disponibilidad de técnicas para la monitorización en continuo del agua del suelo resulta de gran interés en el ámbito agrícola, ya que permite conocer su dinámica en el suelo y adaptar el manejo del riego a las condiciones específicas de cada escenario (tipo de suelo, cultivo, etc.). Las sondas basadas en la tecnología FDR (Frecuency Domain Reflectometry) constituyen una de las herramientas más ampliamente utilizadas en la última década para tal fin (Hidalgo *et al*. 2003).

Este estudio se ha desarrollado en tres parcelas agrícolas situadas en la superficie del Aluvial del Oja (La Rioja Alta, España). En la Rioja Alta existe un gran desarrollo de la agricultura de regadío, habiéndose detectado importantes problemas de contaminación difusa por nitrato de origen agrícola en amplias zonas del Acuífero Aluvial del Oja (Arauzo *et al*. 2006). Actualmente hay una Zona Vulnerable a la contaminación por nitrato declarada en el sector noreste del Acuífero del Oja. Resulta necesario, por tanto, optimizar las prácticas de fertilización y riego en la región.

Los suelos de las tres parcelas seleccionadas difieren principalmente en su grado de pedregosidad y en el contenido en arcillas y limos. También existen diferencias en el modelo agrícola que se aplica en cada una de ellas (agricultura ecológica, agricultura convencional y agricultura integrada). El objetivo de este estudio ha sido analizar los efectos de las propiedades físicas del suelo sobre su contenido en agua mediante la interpretación de los datos de humedad volumétrica, obtenidos con frecuencia horaria a partir de sondas FDR. Asimismo, se han explorado las relaciones de causalidad entre las propiedades edáficas y el contenido de agua en el suelo a las

distintas escalas de observación mediante técnicas estadísticas, a fin de conocer con mayor detalle su dinámica y adecuar las recomendaciones de riego a las circunstancias específicas de cada agrosistema.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Las tres parcelas seleccionadas para este estudio se sitúan en la zona aluvial de la cuenca del río Oja (La Rioja, España), donde se desarrolla agricultura intensiva de regadío.

La Parcela 1 se sitúa sobre las terrazas aluviales más recientes de la zona media de la cuenca del río Oja (UTM: 30T 0503531 4702049). Tiene una superficie de 5800 m^2 y en ella se desarrolla un modelo de agricultura ecológica, con rotación de cultivos. El suelo es un *Fluvisol esquelético* (FAO, 2006) con un elevado contenido en gravas (41% en los primeros 0.2 m) de tamaños variables (2-230 mm de diámetro) que se incrementa en profundidad (Tabla 1). La textura del suelo es franca hasta 0.5 metros (Tabla 1). El espesor de la zona no saturada fluctúa entre 3 y 4 metros a lo largo del año (Arauzo et al. 2006). Durante 2008 se desarrolló un periodo de cultivo de patata (*Solanum tuberosum L*), del 15 de Abril al 13 de Octubre, y dos periodos de intercultivo, del 1 de Enero al 14 de Abril y del 14 de Octubre al 31 de Diciembre. Se realizaron 20 riegos por aspersión durante el periodo de cultivo, con un aporte total de 247 L m^{-2} (Tabla 2). Los tres primeros riegos se aplicaron durante seis horas, y el resto entre 2 y 4 horas. El agricultor estableció la frecuencia y la dosis de riego en base a observaciones propias con arreglo a las prácticas estándar de la región.

Tabla 1. Propiedades físicas del suelo en las Parcelas 1, 2 y 3, a 0.2, 0.5 y 1.0 m de profundidad

Parcela	Prof. (m)	Gravas (%)	Arenas (%)	Arcillas (%)	Limos (%)	Textura (USDA)
Parcela 1	**0.2**	41	25	10	24	F
	0.5	40	26	9	25	F
	1.0	72	24	1	3	Ar-F
Parcela 2	**0.2**	19	18	28	35	F-Ar
	0.5	43	16	20	21	F-Ar
	1.0	77	14	6	3	F-Ac-Ar
Parcela 3	**0.2**	0	29	25	46	F
	0.5	0	27	23	50	F-L
	1.0	0	29	21	50	F-L

Ac=Arenosa; Ar = Arcillosa; F=Franca; L= Limosa

La Parcela 2 también se sitúa sobre las terrazas aluviales más recientes de la zona media de la cuenca del río Oja (UTM: 30T 505200 4697683). Su superficie es de 30000 m^2 y el modelo que se aplica en la misma es de agricultura convencional, con rotación de cultivos. El suelo es un *Fluvisol esquelético* (FAO, 2006) con un alto contenido en gravas de tamaños variables (18% en los primeros 0.2 metros) que se incrementa en profundidad (Tabla 1). El espesor de la zona no saturada fluctúa entre 3 y 4 metros a lo largo del año (Arauzo et al. 2006). Se cultivó Gisante (*Pisum sativum*), entre el 14 de Marzo y el 2 de Julio de 2008, con dos periodos de intercultivo (1 de Enero- 13 de Marzo y 3 de Julio- 31 de Diciembre). Los riegos por aspersión se realizaron en dos aplicaciones de tres horas cada una a finales de junio (Tabla 2). El agricultor estableció la frecuencia y la dosis de riego en base a observaciones propias según las prácticas estándar de la región.

La Parcela 3 se sitúa sobre las terrazas aluviales más recientes de la zona baja de la cuenca del río Oja (UTM: 30T 510038 4712250), dentro del perímetro establecido como Zona Vulnerable a la contaminación por nitrato por la Comunidad de La Rioja. Tiene una superficie de 24700 m^2 y en ella se desarrolla un modelo de agricultura integrada, con rotación de cultivos. El suelo es un *Fluvisol calcárico* (FAO, 2006), con ausencia de gravas y una textura franca en los primeros 20 cm que se torna franco-limosa en el resto del perfil del suelo (Tabla 1). El espesor de la zona no saturada fluctúa entre 3 y 4 metros a lo largo del año (Arauzo et al. 2006). El 15 de Febrero de 2008 se sembró Remolacha (*Beta vulgaris*), con un periodo de intercultivo previo (1 de Enero-14 de Febrero

de 2008). La cosecha tuvo lugar a principios de 2009. Se realizaron 19 riegos por aspersión durante el periodo de cultivo, con un aporte total de 393 L m^{-2} (Tabla 2). El agricultor estableció la frecuencia y la dosis de riego en base a las indicaciones de la cooperativa encargada del asesoramiento para el desarrollo de la agricultura integrada.

Tabla 2. Aportes de agua por precipitación y riego y precipitaciones durante los periodos de cultivo e intercultivo en las Parcelas 1, 2 y 3.

Parcela	Precipitación (L m^{-2})	Riego (L m^{-2})	Aporte total (L m^{-2})
Parcela 1			
Intercultivo (01/01/08-14/04/08)	113	0	113
Patata (15/04/08-13/10/08)	410	247	657
Intercultivo (14/10/08-31/12/08)	229	0	229
Total año 2008	752	247	999
Parcela 2			
Intercultivo (01/01/08-13/03/08)	44	0	44
Guisante (14/03/08-02/07/08)	390	11	401
Intercultivo (14/10/08-31/12/08)	282	0	282
Total año 2008	716	11	727
Parcela 3			
Intercultivo (01/01/08-14/04/08)	18	0	18
Remolacha (15/02/08-31/12/08)	600	393	993
Total año 2008	618	393	1011

Los aportes de agua recibidos por cada una de las parcelas durante el 2008, debidos a la precipitación y riego, se muestran en la Tabla 2.

En cada una de las parcelas, las medidas de humedad en el perfil del suelo se realizaron mediante tres sondas FDR modelo ECH_2O EC-20 (Decagon Devices, Pullman, Washington, USA), situadas a 0.2, 0.5 y 1.0 m de profundidad y conectadas a un *data-logger* Em50, que registra los datos con frecuencia horaria. La humedad volumétrica del suelo se obtuvo a partir de las medidas de capacitancia, según la siguiente ecuación de calibración:

$$\theta = 0.000424 * X - 0.29 \quad (1)$$

donde θ (m^3 m^{-3}) es la humedad volumétrica del suelo y X (mV) la medida de capacitancia del Em50 (Decagon Devices, 2006).

Los aportes de agua (precipitación+riego) fueron registrados con frecuencia horaria, mediante un pluviómetro ECRN (Decagon Devices, Pullman, Washington, USA) conectado al *data-logger* Em50.

Para la interpolación de los datos horarios de humedad volumétrica al perfil del suelo se empleó el modelo de interpolación Kriging (Mathéron, 1963) mediante el programa Surfer 8.02 (Golden Software, Golden, Colorado, USA). Para una interpretación más precisa de la dinámica del agua en el suelo se seleccionó un intervalo temporal (8 de Mayo-7 de Junio de 2008), en el que se observaron sucesivos procesos de percolación del agua hacia las capas profundas en las tres parcelas. El propósito fue determinar los desfases temporales del agua en su movimiento a través de la columna de suelo, con respecto a la intensidad de los aportes.

Se han realizado tres Análisis de la Covarianza (ANCOVA) y un Análisis de Regresión Multiple con el fin de: (1) valorar el efecto de las propiedades físicas del suelo sobre el movimiento del agua en el mismo (ANCOVA 1); (2) analizar la contribución parcial de otras variables como el aporte de agua, la intensidad del aporte y la humedad inicial, en la dinámica del agua en el suelo (Análisis de Regresión Multiple); (3) evaluar si existen diferencias en los procesos de percolación del agua en el suelo entre los periodos de cultivo e intercultivo (ANCOVAS 2 y 3).

En el ANCOVA 1 se empleó como variable dependiente el tiempo de desplazamiento del agua en el suelo durante los procesos de percolación. Para ello, se determinaron, en cada uno de los episodios del ciclo anual en los que se produjo percolación hasta 1 metro de profundidad, las horas que transcurren desde que se detecta el

aumento de humedad a 0.2 metros de profundidad, hasta que se alcanza el pico más alto de humedad en cada uno de los tres niveles de profundidad a los que corresponden los datos de las sondas FDR (0.2, 0.5 y 1.0 m). La variable independiente en este análisis fue la Parcela, que tiene tres niveles (Parcela 1, Parcela 2 y Parcela 3). Con el fin de anular la heterogeneidad causada sobre la variable dependiente por el efecto de otras variables influyentes y poder interpretar los resultados del análisis en base, únicamente, a las diferencias en la composición granulométrica del suelo, se incluyeron las siguientes covariantes: profundidad en el suelo, humedad volumétrica inicial, aportes de agua e intensidad media de los aportes de agua. Los aportes de agua se obtuvieron de la suma total del conjunto de eventos de lluvia y riegos que preceden a cada incremento de humedad volumétrica a 1 metro de profundidad. La intensidad media de los aportes de agua se estimó como el cociente entre los aportes de agua y el número de horas del intervalo temporal en el que ocurre el conjunto de los eventos de lluvia y riego considerados en cada caso. La humedad inicial se corresponde con el valor de humedad volumétrica registrado en cada uno de las sondas FDR en el momento previo al aporte de agua. En los ANCOVAS 2 y 3, la variable dependiente fue, nuevamente, el tiempo de desplazamiento del agua en el suelo de las Parcelas 1 y 2, respectivamente, durante los procesos de percolación hasta 1 metro de profundidad. El tipo de periodo, con dos niveles (cultivo e intercultivo), fue la variable independiente, y las covariantes fueron: la profundidad, la humedad volumétrica inicial, los aportes de agua y la intensidad media de los aportes. En el caso de la Parcela 3 no se realizó ningún tipo de análisis debido a la corta duración del periodo de intercultivo, durante el cual, no se detectaron incrementos importantes de humedad en la sonda situada a 1 metro de profundidad.

En el Análisis de Regresión Múltiple se emplearon las covariantes del ANCOVA 1 (profundidad en el suelo, humedad volumétrica inicial, aportes de agua e intensidad media de los aportes de agua) como variables independientes y el tiempo de desplazamiento de agua durante los procesos de percolación en el suelo como variable dependiente, con el fin de determinar la contribución específica de cada uno de ellos.

3. RESULTADOS

En la Figura 1 se muestran los aportes diarios de agua y las variaciones de humedad volumétrica en el perfil del suelo de cada una de las parcelas durante 2008. En la Parcela 1 se observa un mayor contenido de humedad en la capa superficial, que disminuye progresivamente con la profundidad. El agua, en su movimiento a través del perfil del suelo de esta Parcela, alcanza las capas profundas durante la fase inicial del periodo de cultivo de la patata (aportes por lluvia y por riego) y durante las precipitaciones otoñales (segundo periodo de intercultivo). No obstante, la cantidad de agua que percola hasta las capas profundas es reducida, por lo que no se intuyen importantes eventos de drenaje hacia la zona saturada. Los riegos en la Parcela 1 se distribuyen en la segunda mitad del periodo de cultivo, durante los meses de julio y agosto, y aumentan la humedad en las capas superficiales, aunque no representan un aumento destacable en el contenido de agua en los niveles de mayor profundidad. En la Parcela 2, los mayores niveles de humedad se localizan en los estratos medios del perfil del suelo, mientras que los valores más bajos se dan en las capas superficiales, especialmente durante el verano. Se observan intensos procesos de drenaje durante la mayor parte del periodo de cultivo del guisante (asociadas a aportes de agua por precipitación), y durante las precipitaciones otoñales en el segundo periodo de intercultivo. El escaso riego aplicado no muestra incidencia destacable sobre el nivel de humedad. En la Parcela 3, el agua es retenida en las capas superficiales, dando lugar a niveles de humedad muy bajos en las capas más profundas del suelo (en concordancia con la composición granulométrica del mismo, de carácter limoso, véase Tabla 1), si bien se observan desplazamientos de escasa entidad hacia las capas profundas en la segunda mitad del periodo de cultivo.

El desplazamiento del agua a través del perfil del suelo parece producirse con mayor rapidez en las Parcelas 1 y 2 (especialmente, en esta última) y de un modo mucho más lento en la Parcela 3 (Figura 2). En general, los intensos y rápidos incrementos de la humedad en la capa superior del suelo de las Parcelas 1 y 2 tras los aportes de agua, derivan en un rápido desplazamiento del agua hacia las capas inferiores. Se observa, en todos los casos, que la mayor intensidad de los aportes de agua determina una mayor rapidez de percolación del agua en el suelo, aunque otras variables que pueden afectar al tiempo de desplazamiento del agua en el perfil del

suelo, son el grado de humedad inicial en las distintas capas del suelo (relación negativa) y el aporte total de agua (relación positiva).

Se observan diferencias significativas entre las tres parcelas, con respecto al efecto de las propiedades físicas del suelo (composición granulométrica) sobre el tiempo de desplazamiento del agua en el perfil del mismo (ANCOVA 1; Tabla 3). Los valores de la variable dependiente en la Parcela 3 (textura fina, sin grava) son significativamente mayores que en las Parcelas 1 y 2 (con grava). Con respecto al ANCOVA 2, no se observan diferencias significativas en el tiempo de desplazamiento del agua entre el periodo de cultivo y el periodo de intercultivo de la Parcela 1 (Tabla 3). En la Parcela 2 (ANCOVA 3), sin embargo, sí se obtiene significación para la variable periodo (Tabla 3), con tiempos significativamente mayores durante el periodo de intercultivo. Todas las covariantes muestran correlación significativa con el tiempo de desplazamiento del agua en el suelo (Tabla 4). En el caso de la profundidad y el aporte de agua, la correlación es positiva, mientras que la humedad inicial y la intensidad del aporte de agua presentan una correlación negativa. La covariante con mayor contribución parcial es la profundidad, seguida de la intensidad de los aportes de agua (Tabla 4).

Tabla 3. Resultados de los ANCOVAS realizados para determinar el efecto de las propiedades edáficas del suelo en las Parcelas 1, 2 y 3 (ANCOVA 1) y del periodo (cultivo e intercultivo) en las Parcelas 1 y 2 (ANCOVAS 2 y 3) sobre el tiempo de desplazamiento del agua en el perfil del suelo (variable dependiente).

ANCOVA	Variable independiente	SS	gl	MS	F	p
ANCOVA 1	Parcela (1, 2 y 3)	15978.40	2	7989.20	13.68571	0.000003
ANCOVA 2	Periodo (cultivo e intercultivo) en la Parcela 1	0.06	1	0.059	0.000118	0.991364
ANCOVA 3	Periodo (cultivo e intercultivo) en la Parcela 2	2586.54	1	2586.54	5.52705	0.023270

SS= suma de cuadrados; gl= grados de libertad; MS= media cuadrada; F= F-Snedecor; p= valor de p

Tabla 4. Coeficiente de correlación parcial, obtenido mediante Análisis de Regresión Multiple, de las covariantes empledas en el ANCOVA 1 (profundidad, humedad inicial, aporte de agua e intensidad de los aportes) con respecto al tiempo desplazamiento del agua en el suelo.

Covariantes	Beta	Error estándar de Beta	B	Error estándar de B	t(153)	p
Profundidad	0.374089	0.070753	34.0254	6.43539	5.28723	0.000000
Humedad volumétrica inicial	-0.176708	0.071751	-65.7303	26.68954	-2.46277	0.014896
Aporte de agua	0.219243	0.079069	0.4158	0.14994	2.77282	0.006248
Intensidad del aporte de agua	-0.270877	0.078969	-4.2281	1.23261	-3.43019	0.000776

R^2=0,27; R^2 ajustada=0,25

Beta=coeficiente estandarizado de correlación parcial; B=coeficiente no estandarizado de correlación parcial; t=t de student; p=valor de p

4. DISCUSIÓN

Los resultados de este trabajo ponen de manifiesto la importancia de las propiedades físicas del suelo en la comprensión de la dinámica del agua en los suelos agrícolas y sus procesos asociados (drenaje y lixiviación). La elevada pedregosidad que caracteriza los suelos de las Parcelas 1 y 2 les confiere una alta conductividad hidráulica, que incrementa el riesgo de lixiviación de contaminantes. De ahí, que el agua se mueva con mayor velocidad a través del perfil de estos suelos respecto al de la Parcela 3. Las diferencias observadas en la intensidad de los procesos de percolación del agua hacia las capas profundas entre las Parcelas 1 y 2 (mucho mayores en la Parcela 2) podrían explicarse por el efecto de la intensidad de los aportes de agua, que es una variable con una contribución importante en el tiempo de desplazamiento del agua en el suelo (véase Tabla 4). En la Parcela 2, los aportes de agua se produjeron con mayor intensidad (véase Figura 2), lo que propició la percolación rápida hacia las capas profundas. Este factor puede explicar también la mayor velocidad de percolación del agua en el perfil del suelo de la Parcela 2 durante el periodo de cultivo, dado que los eventos de lluvia fueron más intensos que en el periodo de intercultivo.

Parece evidente que la dosificación del riego adquiere, por tanto, una especial importancia en los suelos aluviales pedregosos, como principal medida para la mitigación de la contaminación difusa de las aguas subterráneas. El fraccionamiento de los aportes de agua en eventos de menor intensidad permite al cultivo absorber el agua antes de que se desplace hacia las capas profundas. De este modo, se mantiene la humedad en el nivel radicular del suelo y se evita el drenaje y la lixiviación de contaminantes hacia la zona saturada. Esta

situación puede observarse en el caso de la Parcela 1, donde los riegos se producen en fases de crecimiento avanzado del cultivo durante los meses de verano, coincidiendo con momentos de gran evapotranspiración que reducen el riesgo de drenaje hacia capas profundas. En la Parcela 2, la corta duración del periodo de cultivo y los frecuentes eventos de lluvia durante el mismo, limitaron la aplicación de riegos durante 2008. Sería recomendable, no obstante, utilizar cultivos de cobertera que protejan el suelo tras la cosecha (en periodos de intercultivo), ya que las frecuentes lluvias de otoño e invierno generan un elevado riesgo de drenaje y lixiviación de contaminantes, a causa de la mayor desprotección del suelo y la menor evapotranspiración.

La Parcela 3, por el contrario, presenta un suelo sin gravas, con un mayor contenido en arcillas y limos que dificulta y retarda notablemente la percolación del agua. El incremento de la proporción limosa en profundidad explica que la humedad tienda a quedar retenida en las capas superiores. Las propiedades físicas de este tipo de suelo constituyen, por tanto, una barrera eficaz contra los procesos de drenaje y lixiviación. Dado que se trata de un suelo que se encuentra en una Zona Vulnerable, es probable que la contaminación de las aguas subterráneas de esta zona proceda del sector superior del acuífero, cuyos lixiviados son arrastrados por efecto del flujo subterráneo (Arauzo et al. 2006).

5. CONCLUSIONES

- La elevada pedregosidad que caracteriza a los suelos de las Parcelas 1 y 2 (*Fluvisol esquelético*) situadas en la zona media de la cuenca del Oja, les confiere una alta conductividad hidráulica, incrementando el riesgo de lixiviación de contaminantes de origen agrícola. Por el contrario, la ausencia de gravas y la elevada proporción de limos y arcillas en el suelo de la Parcela 3, situada en la parte baja de la cuenca del Oja (materiales aluviales más finos que en las partes altas de la cuenca), dificulta y retarda notablemente la percolación del agua y retiene la humedad en las capas superiores del suelo, constituyendo una barrera eficaz frente a la lixiviación.
- La mayor intensidad de los aportes de agua durante el periodo de cultivo, favorece una percolación más rápida del agua en los suelos pedregosos. De ahí, la necesidad de moderar los aportes de agua con eventos de menor intensidad, siempre que sea posible (moderación de los riegos), con el fin de que el cultivo absorba el agua antes de que se desplace hacia las capas profundas. Los procesos de percolación debidos a la precipitación son frecuentes en los suelos aluviales pedregosos.
- En las Parcelas 1 y 2 es recomendable utilizar cultivos de cobertera que protejan el suelo durante los periodos de intercultivo, ya que las frecuentes lluvias del otoño-invierno generan en este tipo de suelos un elevado riesgo de drenaje y lixiviación de contaminantes.

Agradecimientos. Este trabajo de investigación se ha financiado a través del Proyecto AGL2006-07087/AGR. Agradecemos muy especialmente a Jesús Ochoa, Carlos Metola, Ángel Samaniego y Gonzalo Samaniego su valiosa colaboración en este estudio.

REFERENCIAS

Arauzo, M., M. Valladolid, J.J. Martínez-Bastida, C. Gutiérrez, 2006. Dinámica espacio-temporal del contenido en nitrato de las aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del río Oja (La Rioja, España): vulnerabilidad del acuífero aluvial. *Limnetica*, 25 (3-4), 141-150.

Díez, J.A., R. Roman, R. Caballero, A. Caballero, 1997. Nitrate leaching from soils under a corn-wheat-corn sequence, two irrigation schedules and three types of fertilizers. *Agric. Ecosyst. Environ*., 65, 189-199.

Domingo-Olivé, F., J. Serra, A. Roselló, N. Teixidor, 2005. Lavado de nitratos en un cultivo de maíz con diferentes tipos de riego. En: *VII Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada del Suelo.* F.J. Samper y A. Paz. (eds.), 115-130. Universade da Coruña, Xunta de Galicia, La Coruña.

FAO, 2006. World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication. IUSS–ISRIC–FAO. World Soil Resources Reports No. 103, Rome.

Hidalgo, J., M. Pastar, J.C. Hidalgo, 2003. Evaluación de una sonda FDR para la estimación de la evolución del contenido de agua en el suelo y para el control de riegos en el olivar. En: *Investigación de la zona no saturada*, *Vol. VI, ZNS'03*. J. Álvarez-Benedí y P. Marinero (eds.), 171-176.

Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. *Economic Geology* 58,1246-1266.

Statsoft, Inc. 2003. *Statistica for Windows*. Tulsa, Oklahoma.

Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso, M. Quemada, 2003. Drenaje y lixiviación de nitratos en una sección transversal de un sistema de cultivo hortícola con riego por goteo y acolchado plástico. En: *Investigación de la zona no saturada*, *Vol. VI, ZNS'03*. J. Álvarez-Benedí y P. Marinero (eds), 33-38. Instituto Técnico Agrario de Castilla León, Universidad Europea Miguel de Cervantes. Valladolid, España.

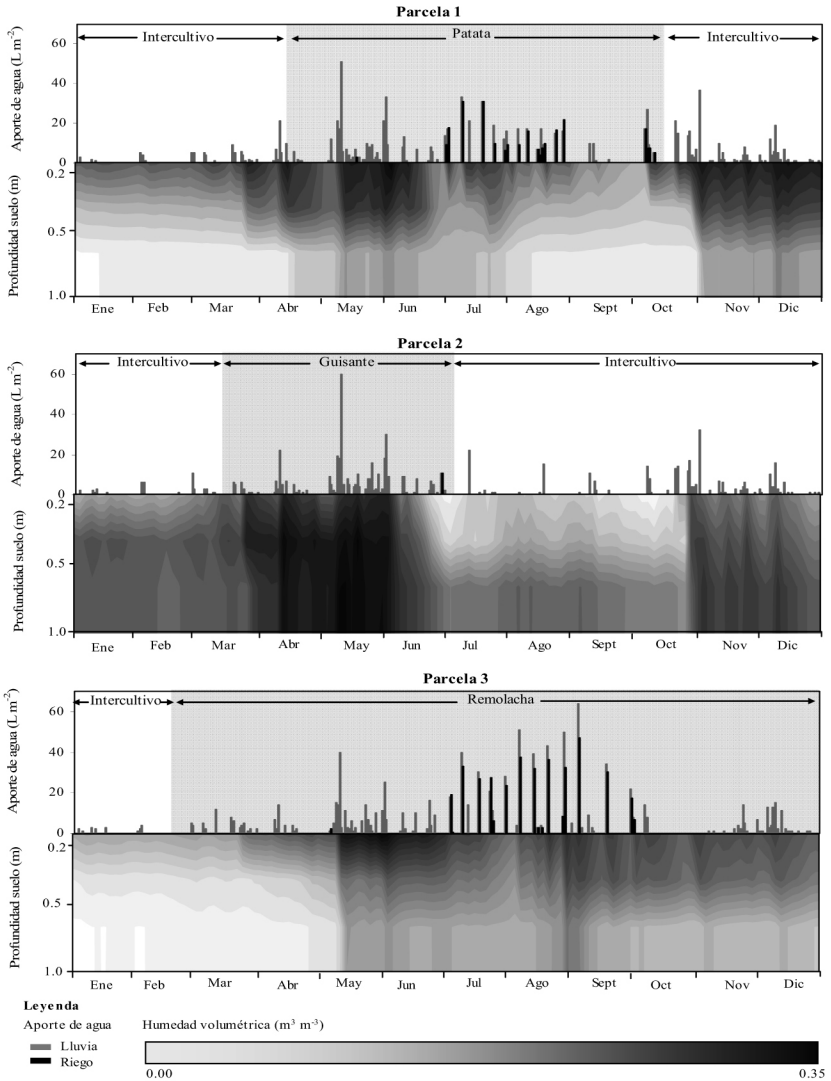


Figura 1. Aporte diario de agua (lluvia + riego; arriba) y variaciones horarias de la humedad volumétrica (abajo) en el perfil del suelo de las Parcelas 1, 2 y 3 durante el 2008. Se muestran los periodos de cultivo e intercultivo de cada parcela.

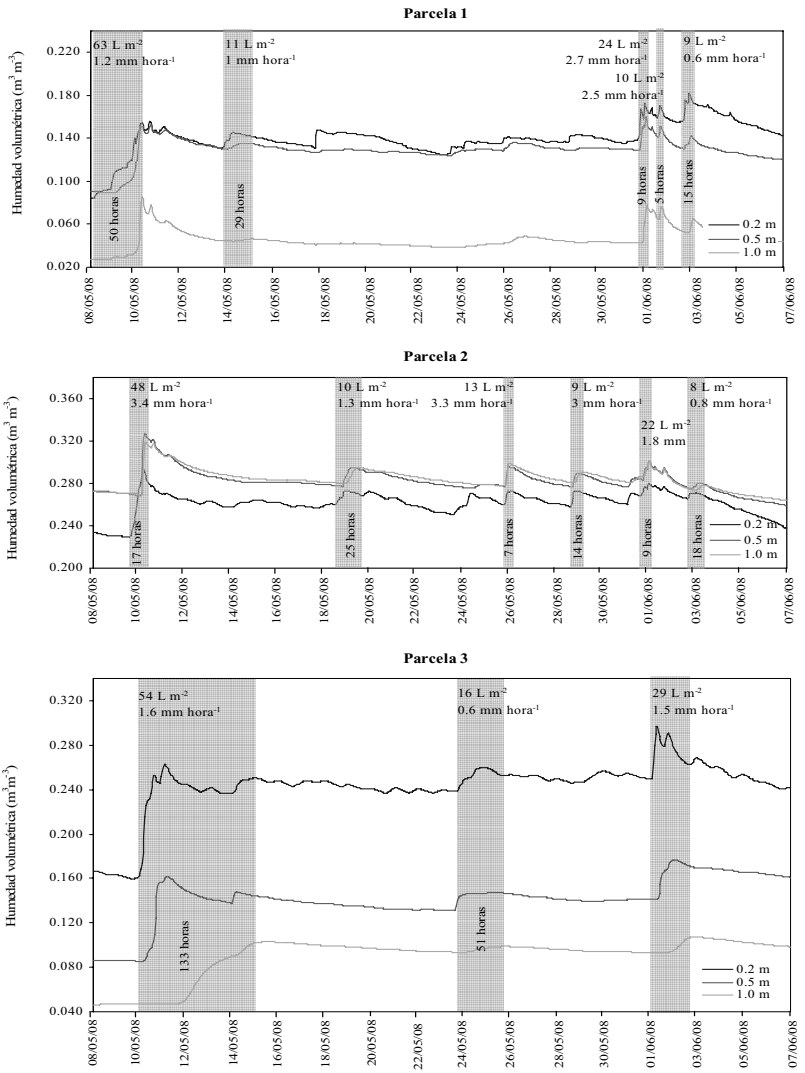


Figura 2. Humedad volumétrica en el suelo de las Parcelas 1, 2 y 3, a 0.2, 0.5 y 1.0 m de profundidad, para el periodo Mayo-Junio de 2008. Se indica el aporte total y la intensidad media de la entradas de agua, y el tiempo de desplazamiento del agua (en horas) desde su entrada en superficie hasta que alcanza el pico de humedad volumétrica más alto a 1.0 m de profundidad.

GEOSTATISTICAL ANALYSIS OF pH AND REDOX POTENTIAL (Eh) VARIABILITY OVER A RICE FIELD IN SUCCESSIVE CROP STAGES

Luis A. Morales[1] and Jorge Paz Ferreiro[2]

1: Facultad de Ciencias Agrarias
Sargento Cabral, 2131
3400, Corrientes, Argentina
e-mail: lam@agr.unne.udu.ar

2: Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña
Campus de A Zapateira s/n
15071 Coruña, España
e-mail: jpaz@udc.es

Palabras clave: Variabilidad espacial y temporal, Arrozal, Aerobiosis, Anaerobiosis.

RESUMEN. *Se analizó la variabilidad espacial de pH y potencial redox (Eh) de un arrozal ácido en Corrientes, Argentina. Se muestrearon parcelas con tres dosis de encalado antes de la inundación y dos veces tras la inundación. Se tomaron 96 muestras por tratamiento de encalado y fecha de muestreo en una red de 11,9 x 20 m. Tras la inundación el pH aumentó, mientras que el Eh disminuyó. La variabilidad estadística del pH fue baja durante los tres muestreos, mientras que la del Eh fue baja en el primer muestreo y aumentó considerablemente durante el segundo. La dependencia espacial del pH fue acusada, mientras que la del Eh osciló entre moderada y fuerte, y ello durante los tres períodos muestreados y para los tres dosis de encalado. Se ajustaron semivariogramas de tipo esférico con efecto pepita bajo a moderado a los datos experimentales de las 18 series estudiadas. El krigeado mostró su utilidad para cartografiar los datos de pH y Eh, permitiendo identificar microrregiones con valores altos y bajos.*

ABSTRACT. *The spatial variability of pH and redox potential (Eh) on an acid paddy soil in Corrientes, Argentina was analyzed. Soil was sampled in plots with three liming treatments, first before flooding, and then two times after flooding. Ninety-six samples per lime treatment and sampling date were taken on a 11.9 x 20 m grid. Following flooding pH increased, whereas Eh decreased. The statistical variability of pH was rather low during the three sampling periods and those of Eh was initially low but it sharply increased during the second sampling date. The pH spatial dependence was rather strong and those of Eh was strong to moderate during the three study periods and for the three lime treatments. Spherical models with low to moderate nugget effect were adjusted to experimental semivariograms of the 18 data sets studied. Kriging was useful in mapping soil pH and Eh allowing identifying microrregions with contrasting values.*

1. INTRODUCTION

Soil spatial variability is a natural occurring and or management induced feature that is important for site-specific management practices such as variable rate fertilization. Since rice paddy fields are flooded and flat, apparently they should be homogeneous and, therefore, it had been thought that spatial variability both in yields and soil properties might be negligible. However, significant levels of variability in soil general properties, soil nutrients and rice yields (Trangmar et al., 1987: Iida et al., 1999, Yanay et al., 2001; Inamura et al., 2004, Roel

and Plant, 2004) have been observed.

A paddy field is a flooded parcel of arable land used for growing rice. Therefore, rice fields require large quantities of water for irrigation. Flooding provides water, essential to maintain the growth of lowland rice. Water also provides a favorable environment for the rice strains being grown as well as discouraging the growth of many species of weeds. Paddy fields remain dry between successive rice crops. Changing from aerobic to anaerobic conditions in paddy fields leads to strong variations in pH, Eh and other related soil attributes such as available nutrients. In general, temporal changes in the spatial variability of soil properties or parameters have not been addressed on paddy soils (Morales, 2004).

Precision farming, otherwise known as site-specific crop management, has attracted interest in Argentina (Bongiovanni, 2007). Site-specific crop management can be viewed as a cyclical process of within field data collection, data analysis and optimum decision making, variable rate application, and evaluation. Yield, crop growth status, and soil properties are necessary data inputs to the system. As in other crops, in typical rice fields, describing spatial variability of within-field properties is a fundamental first step toward determining the size of management zones and the inter-relationships between limiting factors, for the development of management strategies. Site variables in interest are soil properties, crop growth status, and crop yield.

Geostatistics, based on the theory of regionalized variables, is the primary tool of spatial variability analysis. The results obtained from a geostatistical analysis are dependent on a number of variables, such as sampling frequency and number, sampling spacing and accuracy, and analysis parameter selection (Webster and Oliver, 1990; Vieira et al., 1997). Proper interpretation of the semivariogram and selection of appropriate models are very important to the analysis process (Vieira, 2000). Semivariogram models can then be used to produce maps of the investigated property by "kriging", an interpolation method that yields unbiased estimates with minimal estimation variance.

The main rice zones of Argentina are in the provinces of Corrientes and Entre Ríos, which accounts 85% of the domestic production. There is a minor contribution of neighbouring areas in the Santa Fé, Chaco, Formosa and Misiones provinces (Morales, 2004). The general objective of this research was to describe the spatial-temporal variability of two physicochemical parameters, pH and Eh, present in a rice paddy field typical for Corrientes in the Argentinean Mesopotamia. Specific objectives were: (1) To asses the pattern of spatiotemporal variability of Eh and pH and (2) to map the studied soil properties.

2. MATERIAL AND METHODS

2.1. Experimental site, soil and sampling

The study site was a paddy field cropped with rice (*Oryza sativa* L.) of 5.1 ha in area, located in the Corrientes province, Argentina, with two consecutive years under irrigated rice. The climate is warm, subtropical and its main features are high temperatures and abundant rainfall the whole year round. According to the U.S. Soil taxonomy the study soil was classified a Typic Plintacualf. This soil was silty-loam textured with 4.8% clay, 67.0% silt and 28.2 % sand. Before lime addition soil pH was 3.7, organic matter content 2.14 %, cationic exchange capacity 21.7 $Cmol_c\ kg^{-1}$ and exchangeable aluminium 3.4 $Cmol_c\ kg^{-1}$.

Field trials consisted of three different lime treatments: control with no lime addition and two applications of dolomite at rates of 625 and 1250 kg ha^{-1}. The dolomite amendment was applied two months before sowing. The three lime treatments were applied in adjacent plots separated by earth roads.

Soil was sampled at three different times along the rice vegetative period. The first time soil was collected when sowing, just prior to flooding, thus in aerobic conditions. Later on, during anaerobiosis soil samples were taken in two successive periods, four and eight weeks after flooding (i. e. 28 and 56 days) following bunch formation and flowering respectively. A systematic sampling scheme was used. In each of the three treatments and the three sampling dates, ninety-six soil samples were taken on a 20 x 11.9 m grid covering the 5.1 ha site. The used sampling scheme was intended to provide sufficient numbers of data pairs over a wide range of

distances, thus allowing identification of short- and long- range variations. Site and soil description together with sampling grid have been thoroughly described elsewhere (Morales, 2004).

Prior to soil laboratory analysis, all samples were air-dried and sieved (2-mm mesh). The two study parameters, pH and Eh were determined by routine methods.

2.2. Statistical and Geostatistical Analysis

Exploratory statistical analysis included examination of mean values, coefficients of variation, maximum and minimum values. Proximity to the normal distribution was judged on the basis of Kolmogorov-Smirnov test

Spatial variability was assessed by means of semivariogram analysis. From models of spatial dependence between neighbouring data, the kriging approximation was used for interpolation at unsampled locations.

Geostatistical analysis is based on the assumption that measurements separated by small distances are more likely to be similar to each other than those farther apart (i.e. spatial autocorrelation exists). This assumption can be verified through examination of semivariograms for the attributes under investigation. The semivariogram is a statistical tool used to measure the between-sample autocorrelation. Thus, the first step of the geostatistical analysis was to calculate sample semivariograms. For each variable treatment and sampling data, a graph was obtained that showed the amount of variance between points as a function of distance. Following authorized recommendations (Vieira et al., 1997; Vieira, 2000) both visual inspection, by means of the traditional fitting-bye-eye method, and the cross-validation technique were used when modeling a semivariogram.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Descriptive statistics pH and Eh for the three dolomite treatments and three sampling dates are shown in Table 1. Irrespective of lime dose, mean pH values increased, which is an expected result, due to the effects of flooding. So, mean pH ranged from 4.21 to 4.44 during the first sampling, 5.71 to 5.89 during the second sampling and 6.61 to 6.79 during the third sampling. Therefore, an increase of pH larger than two units was recorded along the rice growth period. Although mean pH values ranked as follows: control < 625 kg ha^{-1} dolomite, < 1250 kg ha^{-1} dolomite, differences between treatments were significant ($P < 0.01$) only on the first sampling data, before flooding.

Again as expected, mean Eh values decreased along the rice growth period due to increased anaerobiosis. On the three sampling dates, mean Eh ranked as follows: control > 625 kg ha^{-1} dolomite > 1250 kg ha^{-1}, contrasting with ranks for pH. Mean Eh oscillated between 554.4 and 532.4 mV during the first sampling, between -16.53 and -30.13 mV during the second sampling and between -186,2 and -210,3 during the third sampling. Differences between treatments were significant ($P<0.01$) only at the third sampling depth. Fig.2 shows the continuous decrease of mean Eh values along the growth period of rice, illustrating the large temporal variability of this parameter when compared with differences between treatments.

Also, the statistical variability between minima and maxima values of pH and Eh for a given treatment was rather important. The range of minima and maxima pH values within a plot was greater than 0.4 units at the first sampling date and even higher than 1 unit at the second sampling date. The range of minima and maxima Eh was between 40 and 75 mV at the first sampling date and increased at the successive samplings, so that in one of the study cases reached values higher than 150 mV (Table 1). Therefore, the range of Eh ranked as follows: first sampling < second sampling < third sampling.

During the first sampling coefficients of variation (CV) were low or very low, i.e. smaller than 2.1%, both for pH and Eh. In anaerobic conditions, i.e. at the second and the third sampling, CVs were still low or very low for pH and medium or high for Eh. Overall, CVs were much higher for Eh than for pH as they ranged from 1.58 % to 5.25 % for the former and from 1.34 % to 119.4 % for the later. Both pH and Eh exhibited the highest CV during the second sampling with values ranging from 4.11% to 4.82 % for pH and from 44.78 % to 119.4 %. Small coefficients of variation for pH than for other soil properties have been frequently reported both

on rainfed soils (e.g. Paz González et al., 2000; Vieira and Paz González, 2003) and paddy soils (e.g. Tragmar et al., 1987; Yanay et al., 2001; Inamura et al., 2004). The sharp increase of the coefficient of variation for Eh during the second sampling period is an expected result, since the absolute values of this parameter were low, and both positive and negative values were recorded, which oscillates in a relatively narrow range around zero. Because of the different order of magnitude in mean values of Eh, in this particular case plot variability is better assessed by the range or difference between minima and maxima values than by CV.

The values of skewness were near 0, i.e. in the range of 0.5, in 12 out of 18 studied data sets, but frequency distributions were positive or negative skewed in the other 6 data sets. Moreover kurtosis was generally smaller that 3, so that 16 out 18 frequency distributions showed a platokurtic shape. These results suggest that frequency distributions for pH and Eh not always seem to be close to normal. However, the Kolmogorov-Smirnov tests showed that 17 out 18 data sets fitted a normal distribution, in spite of the more or less depart of skewness and kurtosis from standard values. The only exception was pH measured at the control plot during the third sampling. It is well established that kriging works best with normally distributed data (e.g. Vieira, 2000).

Table 1. Summary statistics for redox potential (Eh) and pH at three sampling dates, and on three lime treatments. (Data for Eh in mV).

	Treatment	Mean	Variance	C.V. (%)	Minimum	Maximum	Skewness	Kurtosis
				First sampling, before flooding				
Eh	**control**	554.4	54.92	1.34	538.0	577.0	0.323	0.278
	625 kg ha^{-1}	539.7	111.4	1.96	507.0	568.0	-0.182	0.959
	1250 kg ha^{-1}	532.4	113.2	2.00	487.0	553.0	-1.423	3.548
pH	**control**	4.21	0.0078	2.10	3.95	4.41	0.039	-0.206
	625 kg ha^{-1}	4.32	0.00	1.58	4.14	4.54	0.674	1.463
	1250 kg ha^{-1}	4.44	0.01	1.68	4.29	4.74	1.349	3.231
				Second sampling, 28 days alter flooding				
Eh	**control**	-16.53	389.6	119.4	-76.00	25.00	-0.570	0.464
	625 kg ha^{-1}	-25.81	240.1	60.03	-69.00	19.00	0.136	0.007
	1250 kg ha^{-1}	-30.13	182.0	44.78	-63.00	-6.00	-0.164	-0.652
pH	**control**	5.71	0.076	4.82	4.96	6.25	-0.087	-0.578
	625 kg ha^{-1}	5.79	0.093	5.25	4.92	6.35	-0.320	0.019
	1250 kg ha^{-1}	5.89	0.059	4.11	5.31	6.49	-0.062	-0.209
				Third sampling, 56 days alter flooding				
Eh	**control**	-186.2	1017.0	17.13	-262.0	-122.0	-0.131	-0.366
	625 kg ha^{-1}	-189.5	883.5	15.68	-286.0	-130.0	-0.663	0.487
	1250 kg ha^{-1}	-210.3	965.8	14.78	-275.0	-146.0	0.023	-0.739
pH	**control**	6.611	0.055	3.55	5.98	6.96	-0.872	-0.278
	625 kg ha^{-1}	6.711	0.048	3.28	6.12	7.13	-0.279	0.202
	1250 kg ha^{-1}	6.791	0.015	1.77	6.48	7.10	0.119	0.159

Table 2 shows main results of semivariogram analysis, including fitted model type, model parameters (sill, nugget and range) and parameters from cross validation (mean error, EM, adimensional mean quadratic error, ECMA). All the experimental semivariogram display a steady increase in semivariance, with increasing lag distance, indicating a strong spatial dependence at small distances. A stable sill is reached suggesting there is no significant trend in all the 18 study data sets. All the pH and Eh experimental semivariograms were best fitted by spherical models with variable nugget effect, range of spatial dependence and sill values

In general, semivariograms or pH and Eh could be adjusted quite well, over the spatial scale of interest, by spherical models with a nugget component (C_0) plus a spatial component (C_1) with a correlation range between 47 and 78 m, approximately, for all the 18 data sets. The nugget variances were all below 54% of the sill value, and in 13 out of 18 study cases below 30% of that value, which indicates, in general, good spatial continuity at

close distances between sampled points.

The range of spatial dependence was from 44.9 to 66.6 m for pH, whereas for Eh it was somewhat larger, ranging from 47.3 to 77.5 m. Following the criteria proposed by Cambardella et al., (1994) the spatial dependence is considered strong when the ratio $C_0/(C_0+C_1)$ is lower tan 25% and moderate for values of this ratio between 25% and 75%. It follows that pH exhibited a strong spatial dependence in 8 cases, whereas this dependence was moderate in 1 case. In contrast, the spatial dependence of Eh was strong for 3 data sets and moderate for 6 data sets. Therefore, the imposed sampling grid captured large proportions of the spatial variance both for Eh and pH, but it could be considered more adequate for characterising pH than Eh plot's spatial variability. Moreover, the grid density necessary to capture the spatial variability also rely on dolomite treatment and sampling date.

Spatial variability depend both on soil forming factors and management, which in paddy soils seem apparently uniform as before stated. Clearly climate, topography and water level are homogeneous on the experimental units. The parent material consisted of sedimentary rocks characterised by various particle size distributions, which could be a main cause of spatial variability.

Table 2. Best fitted model parameters and cross-validation parameters for Eh and pH at three sampling dates, and on three lime treatments. (C_0 = nugget effect; C_1 = sill; a = range; r^2 = correlation coefficient; ME = Mean Error, ECMA = Adimensional Mean Quadratic Error).

	Treatment	Model	C_0	C_1	a (m)	r^2	ME	ECMA
			First sampling, befote flooding					
Eh	**control**	spherical	6.16	52.27	47.33	0.878	-0.0054	1.133
	625 kg ha^{-1}	spherical	19.56	93.51	56.40	0.892	0.0067	0.959
	1250 kg ha^{-1}	spherical	9.28	113.75	68.31	0.888	-0.0022	1.246
pH	**control**	spherical	0.0023	0.0059	57.92	0.784	0.0173	0.839
	625 kg ha^{-1}	spherical	0.00017	0.00463	57.92	0.885	0.0111	1.264
	1250 kg ha^{-1}	spherical	0.00072	0.00504	59.10	0.903	-0.0133	0.845
			Second sampling, 28 days alter flooding					
Eh	**control**	spherical	118.69	300.40	61.67	0.856	0.0027	0.694
	625 kg ha^{-1}	spherical	117.23	136.97	63.28	0.916	0.0103	0.821
	1250 kg ha^{-1}	spherical	101.46	86.74	66.11	0.851	0.0240	0.940
pH	**control**	spherical	0.00372	0.0795	61.58	0.930	-0.0151	1.107
	625 kg ha^{-1}	spherical	0.00000	0.0974	44.93	0.869	-0.0246	1.017
	1250 kg ha^{-1}	spherical	0.028	0.031	51.76	0.661	-0.0347	0.919
			Third sampling, 56 days alter flooding					
Eh	**control**	spherical	451.61	635.82	60.12	0.769	-0.0021	0.759
	625 kg ha^{-1}	spherical	245.73	745.43	76.63	0.892	0.0014	0.495
	1250 kg ha^{-1}	spherical	458.80	584.95	77.48	0.858	-0.0069	0.974
pH	**control**	spherical	0.006	0.053	60.79	0.890	0.0009	1.008
	625 kg ha^{-1}	spherical	0.002	0.048	45.51	0.793	0.0041	1.031
	1250 kg ha^{-1}	spherical	0.003	0.012	45.84	0.938	-0.0083	1.091

Dynamics of pH and Eh is considered to be complex and it is affected by numerous internal factors or soil properties such organic matter content, elemental composition or element speciation, which determine a number of chemical reactions and over a rice field are far from homogeneous. On the other hand, although all the experimental units were managed similarly uneven water application due to inaccuracies of the flooding system and/or microrelief features could be also a source of spatial variability. Therefore, texture, soil mineral and organic composition, uneven flooding and microtopographic irregularities are possible factors influencing pH and Eh variability.

Examples of kriging contour maps for pH and Eh that were drawn using the fitted semivariogram models are

shown in Figure 1 and Figure 2, which correspond to the first and the third sampling, respectively. All the kriging maps present discrete patches or small zones with distinct pH and Eh values. Patterns of spatial variation clearly show disparities between the three dolomite treatments for a given sampling date. Moreover, kriging maps drawn for each liming treatment in successive dates also change, indicating a lack of temporal stability of pH and Eh at the studied plot scale. In general pH kriging contour maps show more patchiness than Eh maps. This trend is consistent with the somewhat higher nugget effect and larger range of Eh when compared with pH.

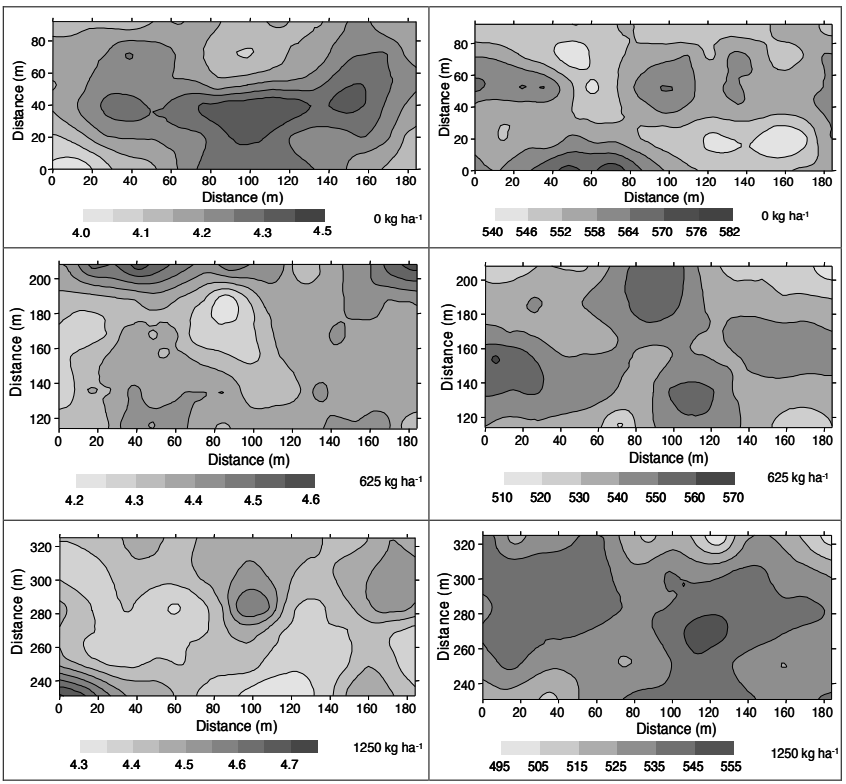


Figure 1. Kriging maps of pH (left) and Eh (right) for different dolomite doses during the first sampling date, in aerobic conditions.

The maps of pH obtained for the first sampling show distinct micro-regions with differences of about 0.4 units (Figure 1). Consistent with the statistical results, kriging contour maps even show the increase in pH spatial variability during the second sampling (data no shown) as indicated by small areas with differences ranging from about 0.8 to 1.2 units. During the third sampling, pH differences of the small patches within a plot are in the range of about 0.5 – 1 units (Figure 2). Taken into account all mapped data, pH before flooding was

between 4.0 and 4.8, whereas after flooding it was between 6.1 and 7.1, with small differences regarding dolomite treatment.

The range of Eh differences between patches of a given plot was of about 40 to 55 mV during the first sampling (Figure 1), 55 to 75 mV during the second sampling (data no shown) and 90 to 130 mV during the third sampling (Figure 2). During the second sampling, at flowering, patches with maximum Eh values may be positive (treatments with 0 and 625 kg ha^{-1}), whereas those with minimum values are negative. Therefore at this stage aerobic and anaerobic areas are found on the same plot, which has consequences for rice development and production. This result indicates that variability in soil properties was not only present but was potentially of agronomic importance.

Kriging contour maps also show that there is no correspondence between patches with maximum or minimum values of pH and Eh. In some cases it can be observed that areas with maximum pH values show a trend to match those with minimum Eh and vice versa. This tendency is in accordance with the observed trend of a trend or even a small significant negative relationship between pH and Eh.

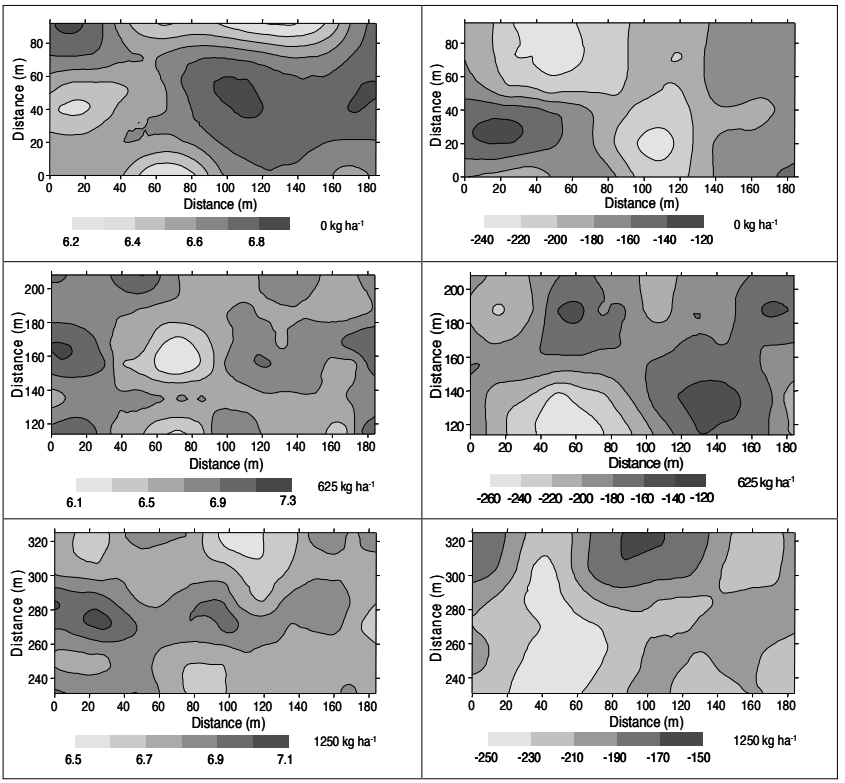


Figure 2. Kriging maps of pH (left) and Eh (right) for different dolomite doses during the third sampling date.

Measurement and management of the small scale variability in rice fields raises both, challenges and opportunities for precision agriculture. Small scale variability requires more careful consideration regarding both determination of design parameters and data processing issues. Precision agriculture strategies should be further investigated, depending on the feasibility of controlling spatiotemporal variability. The above results show that there is a great potential to apply site specific technologies and management strategies for rice production.

4. CONCLUSIONS

Spatial variability of pH and Eh on rice fields was far from negligible both on aerobic and on anaerobic conditions. So, the range of pH within a given plot was greater than 0.4 units and could even be higher than 1 unit. The range of Eh at the small plot scale was between 40 and 150 mV, approximately.

The pattern of spatial dependence of pH and Eh was described by spherical models with a nugget component. In general pH exhibited a stronger spatial dependence than Eh and also showed a tendency to present smaller ranges of spatial dependence.

Kriging maps clearly showed the presence of small scale variability for pH and Eh within each liming treatment and during each of the three sampling dates. Also the position of patches with maxima and minima values for pH and Eh changed between successive sampling dates illustrating the lack of temporal stability of the pattern of spatial distribution for pH and Eh. These findings indicate the potential for applying the principles of precision agriculture to control spatiotemporal variability in rice fields.

Acknowledgements: this research was partly performed in the frame of project *CGL* CGL2005 - 08219 -C02-01-HID, financed by Ministry of Education an Science, Spain.

REFERENCES

Bongiovani, R. G., 2007. Precision Agriculture in Latin America. *Computers and Electronics in Agriculture, 58*, 1-3.

Cambardella, C.A., T. B. Moorman, J. M. Novak, T. B. Parkin, D. L. Karlen, R. F. Turco and A. E. Konopka. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal 58*, 1501-1511.

Iida, M., T. Kaho, C. K. Lee, M. Umeda and M. Suguri, 1999. Measurement of grain yields in Japanese paddy field. p. 1165-1175. In P.C. Robert, R.H. Rust, and W.E. Larson (ed.), *Proc. 4th Intl. Conf. on Precision Agriculture. ASA, CSSA, and SSSA, Madison*, pp.1165-1175. WI.

Inamura, T., K. Goto, M. Iida, K. Nonami, H. Inoue and M. Umeda, 2004. Goestatistical análisis of yield, soil properties and crop management practices in paddy rice filefs. *Plant Production Science 7 (2)*, 230-239, 2004.

Paz González, A., S. R. Vieira and M. T. Taboada Castro. 2000. The effect of cultivation on the spatial variability of selected properties of an umbric horizon. *Geoderma, 97*: 273-292.

Morales, L. A., 2004. *Análisis estadísticos y geoestadísticos en diferentes estadios de algunas propiedades de un suelo bajo cultivo de arroz.* PhD Thesis. Universidade da Coruña. Spain. 437 pp.

Roel, A. and R. E. Plant, 2004. Spatiotemporal Analysis of Rice Yield Variability in Two California Fields. *Agronomy Journal 96*, 77-90.

Trangmar, B. B., R. S. Yost, M. K. Wade, G. Uehara, and M. Sudjadi, 1987. Spatial Variation of Soil Properties and Rice Yield on Recently Cleared Land. *Soil Science Society of America Journal 51*, 668-674.

Yanay, J., K. L. Choung, T. Kaho, M. Iida, T. Matsui, M. Umeda and T. Kosaki. 2001. Geostatistical analysis of soil chemical properties and rice yield in a paddy field and application to the analysis of yield-determining factors. *Soil Science and Plant Nutrition 47 (2)*, 291-391.

Vieira, S.R.; Nielsen, D.R.; Biggar, J.W.; Tillotson, P.H. 1997. The scaling of semivariograms and the kriging estimation. *Revista Brasileira de Ciência do Solo, 21*, 523-533, 1997

Vieira, S.R. 2000. *Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo*. In: Novais, R.F., Alvarez, V.H., Schaeffer, G.R. (Ed.). Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1. p. 1-54, 2000.

Vieira, S.R.; Paz González, A.2003. Analysis of the spatial variability of crop yield and soil properties in small agricultural plots. *Bragantia, 62*,127-138, 2003.

Webster, R., and M. A. Oliver, M.A. 1990. *Statistical Methods in Soil and Land Resource Survey,* Oxford University Press, 316 pp.

IMPACTO AMBIENTAL DE PESTICIDAS EN ZONAS VULNERABLES DE LA CAPV. MECANISMOS DE ATENUACIÓN DE PESTICIDAS EN COLUMNAS DE SUELO

Borja Muñoz-Leoz[1], Estilita Ruiz-Romera[1*], Iñaki Antigüedad[2] María Aranzazu Goicolea[3] y Nora Unzeta[3]

1: Departamento de Ingeniería Química y del Medio Ambiente,
Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Bilbao
UPV/EHU. Bilbao. País Vasco
48013 Bilbao
e-mail: estilita@bi.ehu.es, web: http://www.ehu.es

2: Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencia y Tecnología de Leioa
UPV/EHU, Leioa. País Vasco.

3: Departamento de Química Analítica
Facultad de Farmacia de Vitoria
UPV/EHU, Vitoria, País Vasco

Palabras clave: Lixiviación, deltametrina, etofumesato**,** atenuación, zona vulnerable

RESUMEN. *Se estudió, bajo condiciones de laboratorio, el comportamiento de dos pesticidas ampliamente utilizados en la zona agrícola del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz: deltametrina y etofumesato, insecticida y herbicidicda respectivamente. Muestras de suelo procedentes de una parcela de Gauna (Vitoria-Gasteiz, España) se utilizaron para llevar a cabo ensayos de lixiviación con columnas alteradas de suelo a las que se les aplicaron las dosis recomendadas de pesticidas. Se simularon dos condiciones hidrológicas diferentes: irrigación y precipitación. Mientras que apenas se detectó la presencia de deltametrina en los lixiviados, los valores de etofumesato fueron significativamente mayores. En contraste, los niveles de deltametrina residual en el suelo fueron mayores y localizados en la parte superior de la columna (35.7% bajo irrigación y 18.23% con precipitación), induciendo la solubilización de la material orgánica y la producción de amonio. Bajo ambas condiciones hidrológicas el 35% del Etofumesato quedo retenido en la zona media de las columnas.*

ABSTRACT. *The behaviour of two pesticides widely used in the intensively used agricultural area of the quaternary aquifer of Vitoria-Gasteiz, was studied, under laboratory conditions: deltamethrin and ethofumesate, an insecticide and an herbicide respectively. Disturbed soil columns were taken from a smallholding located in the vicinity of Gauna (Vitoria-Gasteiz, Spain) to carry out leaching assays. Recommended pesticides doses of deltamethrin and ethofumesate were applied on disturbed soil columns and they were leached at two flow rates simulating two different hydrological conditions: precipitation and irrigation. While deltamethrin concentrations in soil column leachates were hardly detected, ethofumesate concentrations were significantly higher, especially under irrigation conditions. By contrast, deltamethrin residue levels in soil were higher and located in upper soil column layers (35.7% and 18.23% of total deltamethrin applied under precipitation and irrigation conditions respectively), inducing organic matter solubilisation and ammonium production. Under both hydrological conditions 35% ethofumesate kept in the middle zone of soil columns.*

1. INTRODUCCIÓN

Paralelamente al incremento en las últimas décadas de la producción y utilización de pesticidas para usos

agrícolas, se ha observado una mayor presencia de dichos compuestos en grandes masas de aguas, tanto subterráneas como superficiales (Koterba et al., 1993; Ritter et al., 1994). Los efectos que dichos compuestos causan en los organismos a corto plazo, así como su acumulación en la cadena trófica (Leistra and Boesten 1989; Cooper, 1993) con impredecibles consecuencias a largo plazo han dado origen a una preocupación creciente en las máximas autoridades de los países desarrollados.

El uso irracional que en el pasado se ha dado a estos compuestos, ha ocasionado que en la actualidad se detecten residuos de éstos en el ambiente y se asocien con riesgo potencial a la salud pública. Actualmente los residuos de estos plaguicidas han sido identificados en todos los ecosistemas naturales (aire, agua, suelo), en todas las regiones geográficas del mundo, incluyendo zonas remotas muy distantes del punto original de su liberación ambiental, como océanos desiertos y zonas polares. Igualmente se ha demostrado su presencia en organismos de todas las redes tróficas del mundo. Los seres humanos no están exentos de esta contaminación y los plaguicidas se han podido identificar en diversos tejidos y secreciones.

Para minimizar el impacto de los pesticidas en los recursos hídricos es necesario estudiar los fenómenos de transporte, difusión y biodegradación a los que se ven sometidos desde el momento de su aplicación. En efecto, la prevención de la contaminación de dichas masas de agua, especialmente las subterráneas, conlleva unos gastos mucho menores que los derivados de su restauración para su posterior utilización en distintos usos.

Debido a sus características químicas, los pesticidas son contaminantes persistentes que resisten en grado variable la degradación fotoquímica, química y biológica, por lo que su vida media en el ambiente puede ser elevada. Dentro de los factores que condicionan su movilidad y comportamiento se incluyen factores físico-químicos como la composición química del pesticida y del suelo en el que se aplica, y factores esencialmente físicos como son la temperatura ambiente y el régimen de precipitación-irrigación (volumen e intensidad) (Seol and lee, 2001). Trabajos centrados en el estudio de la absorción, degradación y movimiento a través del perfil de suelo determinan la evolución de los pesticidas desde su aplicación hasta su llegada a los ecosistemas acuáticos, permitiendo adecuar tanto las dosis así como las condiciones de aplicación de los pesticidas de forma que se minimicen los impactos en los recursos hídricos.

Los pesticidas estudiados en el presente trabajo poseen propiedades físico-químicas opuestas. Mientras que el etofumesato [(±)-2-ethoxy-2,3-dihydro-3,3-dimethylbenzofuran-5-yl methansulfonate] es un herbicida con una escasa capacidad de adsorción a las partículas de suelo y una gran tendencia a la lixiviación, la deltametrina [(S)-α-cyano-3-phenoxybenzyl(1R,3R)-3-(2,2-dibromovinyl)-2,2-dimethylcyclopropane-1-carboxylate] es mucho menos móvil quedando fuertemente adsorbido a la materia orgánica presente en el suelo y no representando un problema grave de contaminación de masas de agua. Ambos pesticidas son ampliamente utilizados para el cultivo de la remolacha y el cereal en la zona agrícola que se asienta sobre el Acuífero Cuaternario de Vitoria-Gasteiz, representando un riesgo potencial de contaminación de las aguas que alimentan dicho acuífero.

El objetivo del presente trabajo ha sido el estudio, a escala de laboratorio mediante ensayos de lixiviación en columnas alteradas de suelo, del comportamiento de ambos pesticidas simulando dos condiciones hidrológicas diferentes: lixiviación con un caudal bajo y constante a lo largo del día simulando un episodio de precipitación (24 mL día^{-1}), y lixiviación con un caudal intenso durante un breve periodo de tiempo simulando un episodio de riego (60 mL en 6 h).

2. METODOLOGÍA

2.1. Ensayos de columnas de lixiviación

Se llevaron a cabo bajo condiciones de laboratorio ensayos de lixiviación con columnas de suelo alteradas a partir de 14 muestras de suelo de textura general franco-arcillosa procedente de una parcela agrícola de 3.55 Ha localizada al este del pueblo de Gauna (Álava-España). En cada punto de muestreo se extrajo mediante martillo percutor una columna de suelo inalterada que fue dividida en cuatro secciones: 0-10, 10-20, 20-30 y 30-40 cm. Tras su extracción se llevaron al laboratorio donde se homogeneizaron las 14 de cada profundidad independientemente, se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron (<2 mm).

Tras el acondicionamiento del suelo se procedió al montaje de las columnas de lixiviación que constaban de una sección de tubería de PVC de 40 cm de longitud y 4.5 cm de diámetro interior, rellena de suelo compartimentado en cuatro secciones (0-10, 10-20, 20-30 y 30-40 cm) en cuya parte superior e inferior se acoplaban diversas piezas de PVC que conformaban el sistema estanco. Dicho sistema permitía la entrada y difusión del agua en la columna así como la salida de los lixiviados de la misma, evitando de esta manera las perdidas de pesticidas por volatilización.

Se dispusieron 12 columnas de lixiviación, con dos replicas para cada una de las condiciones ensayadas. 6 fueron lixiviadas a razón de 24 mL d^{-1} (precipitación) y otras 6 fueron lixiviadas a razón de 60 mL durante 6 h (irrigación) mediante el empleo de una bomba peristáltica. Se estudió el comportamiento ante la lixiviación de dos pesticidas: deltametrina y etofumesato (Tabla 1). Para ello a 4 columnas se les aplicó una dosis de 5 mg kg $suelo^{-1}$ de deltametrina (pureza > 99%) y a otras 4 columnas 0,16 mg kg $suelo^{-1}$ de etofumesato (Oabe DTS, Orozco España), dosis equivalentes a las recomendaciones de aplicación en campo. Todas las columnas se lixiviaron con agua destilada, sin considerar las diferencias en la composición del agua de riego y agua de lluvia, debido a que el objetivo principal de los ensayos era estudiar la lixiviación de los dos pesticidas en las dos situaciones que se dan en campo (in-situ), por un lado el asociado a las precipitaciones y por otro al aporte de agua en épocas de sequía mediante irrigación.

Tabla 1. Propiedades de los pesticidas: deltametrina y etofumesato

	Deltametrina	**Etofumesato**
Solubilidad (mg/dm^3)	$0{,}2 \cdot 10^{-3}$	50
Presión de vapor (mg/dm^3)	$9{,}301.10^{-11}$	$4{,}875.10^{-6}$
Koc (mL/g)	460000	147
DT50 (Lab a 20ºC) (días)	26	97
DT50 (Campo) (días)	21	56

2.2. Análisis de lixiviados

Los lixiviados obtenidos se filtraron con filtro Whatman de 0.45 µm y se analizaron de forma periódica, determinándose Cl^-, NO_2^-, Br^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, NH_4^+, MOsol, pH y p€ (APHA, AWWA, WPCF, 1998). Las secciones de suelo correspondientes a 0-10, 10-20, 20-30 y 20-40 cm se analizaron antes y después de la lixiviación y se determinó el contenido en COT, NTK, NO_3^- y NH_4^+ (Sparks et al., 1996). Los pesticidas se analizaron periódicamente en los lixiviados y al inicio y al final del ensayo en los suelos mediante Cromatografía de Gases con Detector de Espectrometría de Masas previa extracción sólido-líquido en dos etapas (5 ml de AcN y 5 ml de Isopropanol) para las muestras sólidas. Los límites de cuantificación del método desarrollado se han estimado por inyecciones de extractos de suelo con concentraciones decrecientes hasta conseguir una señal tres veces superior a la obtenida por el ruido en un extracto de suelo blanco. El límite de cuantificación se ha estimado en 2 ppb para etofumesato y 40 ppb para deltametrina.

3. RESULTADOS

3.1. Evolución de los lixiviados

Se han realizado diferentes tratamientos en columnas de suelo de 40 cm de longitud. Seis columnas se han lixiviado con condiciones de irrigación, flujo discontinuo de 10mL/h (irrigación), y seis con flujo continuo (24 mL/día) (lluvia), durante 75 días. En ambos casos se ha trabajado con dos columnas control, dos con adición de etofumesato y dos con adición del insecticida deltametrina. El análisis de los lixiviados acumulados se ha realizado cada dos días. En general, de los parámetros físicos y químicos analizados: pH, p€ y las especies aniónica (Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, etc..), no presentan variaciones en los ensayos con Deltametrina y Etofumesato respecto al control para ambos flujos, por lo que no se incluyen en la discusión de los datos. Existen, no obstante,

variaciones en el contenido en amonio y carbono orgánico de los lixiviados. Con irrigación se produce, en general, menor solubilización (mg/L) de amonio y carbono orgánico que con precipitación, del orden de un 17 %, asociado al menor tiempo de contacto con el suelo (Tabla 2). No parece sin embargo existir diferencias significativas en los contenidos de amoniaco entre el control y los tratamientos con pesticidas. En el caso del carbono orgánico sin embargo parece existir un aumento en los tratamientos con deltametrina, lo que indicaría la existencia de solubilización de carbono orgánico del suelo, posiblemente asociado a la actividad biológica.

Tabla 2. Contenidos totales de nitrógeno amoniacal y carbono orgánico soluble en los lixiviados con irrigación a), b) y con lluvia c), d).

a)

	Amonio (NH_4^+)	
	mg	mg/L
Control	1,70±0,183	0,66±0,0698
Deltametrina	1,60±0,0474	0,59±0,0248
Etofumesato	1,71±0,4324	0,82±0,1347

b)

	Corgánico soluble	
	mg	mg/L
Control	167,42±15,16	64,94±5,75
Deltametrina	158,16±40,64	58,30±14,28
Etofumesato	155,50±3,69	57,10±0,061

c)

	Amonio (NH_4^+)	
	mg	mg/L
Control	1,10±0,27	0,79±0,204
Deltametrina	1,23±0,049	0,86±0,0096
Etofumesato	1,12±0,042	0,75±0,052

d)

	Corgánico soluble	
	mg	mg/L
Control	111,05±4,42	80,93±2,43
Deltametrina	128,98±29,25	89,98±15,90
Etofumesato	100,51±5,52	67,10±5,83

La evolución de la concentración de los pesticidas en los lixiviados se representa en la Figura 1, donde se muestra la relación entre la cantidad de pesticida lixiviado y la adicionada (C/C0) frente al volumen de poro (V/V0). Para ambos flujos, se observa que la cantidad de deltametrina lixiviada, respecto a la adicionada, es varias ordenes de magnitud inferior a la del etofumesato, lo que indicaría la mayor solubilización de este último en agua con valores que entre 0.044 g/L y 0.039 g/L (European Commission, 2002). El etofumesato empieza a lixiviar en los ensayos con flujo de riego a volúmenes de poro de 9 (mes y medio), con máximos de concentración (C/C0) de 0,27, para volúmenes de poro de 11. Para flujo de lluvia solo se consigue llegar a valores C/C0 de 0,0045. La curva de paso de lixiviación para el etofumesato indicaría que éste no ha terminado de lixiviar, lo que no concuerdan con lo recogido en la bibliografía para otros pesticidas con similar grado de solubilización en agua como por ejemplo el isoproturon, cuya curva de paso presenta máximos para volúmenes de poro menores de 1 (Pot et al; 2005). El carácter arcilloso del suelo podría explicar el retardo en la lixiviación del etofumesato respecto a lo esperado. Las cantidades de estofumesato lixiviadas (en microgramos) son muy superiores para flujos de riego que para lluvia, suponiendo un 6,67% del adicionado (riego) y un 0,26 % (lluvia).

Para el caso de la deltametrina en los ensayos de riego, se obtiene un pico al principio para volúmenes de poro de 1 y posteriormente no se observan valores apreciables con relaciones C/C0 por debajo de 0,0005. El máximo observado, podría estar asociada a flujo preferenciales por las paredes de la columna. Los altos valores de solubilización inicial hacen que la cantidad lixiviada (en mg) con flujo de riego sea similar a los obtenidos con eletofumesato pero, cabe destacar, que la cantidad adicionada es un orden de magnitud superior a la del etofumesato lo que supone en porcentaje un 0,32% respecto a la adicionada y que además, como se observa en las curvas de paso para el pesticida (Figura 1), se ha completado la etapa de lixiviación de la deltametrina. En los ensayos de lluvia, los valores C/C0 son mucho más pequeños y solamente a volúmenes de poro del orden de 3-4 comienza a aparecer pequeñas concentraciones de pesticida con valores C/C0 del orden de 0,00002. Los valores de solubilización expresados como C/C0 son dos órdenes de magnitud inferiores a los del etofumesato, lo que se explica por la menor solubilidad de la deltametrina frente al etofumesato, suponiendo un 0,0018 % del total adicionado.

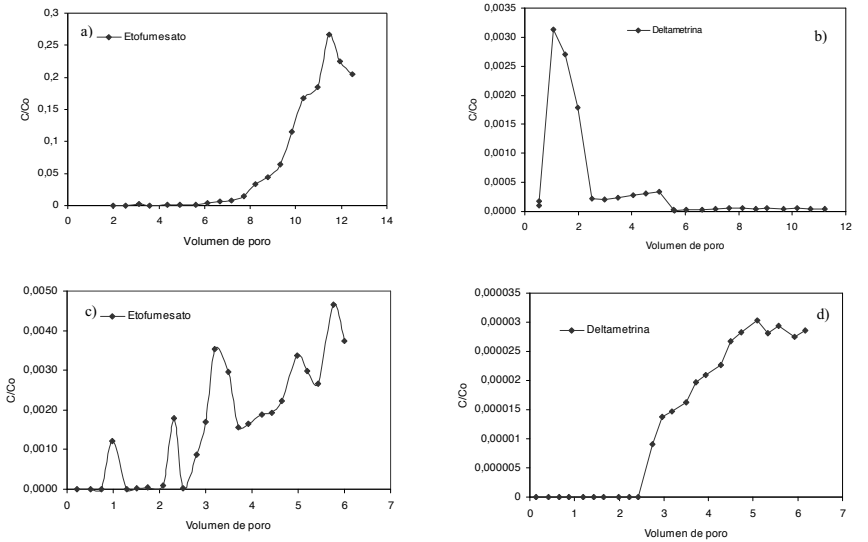


Figura 1. Evolución de los contenidos de etofumesato y deltametrina en los lixiviados para flujo de riego (a)(b) y lluvia (c)(d), respectivamente.

3.2. Evolución de los suelos lixiviados

Después de la lixiviación, las columnas se fraccionaron en cuatro partes de 10, 20, 30 y 40 cm y se analizaron los contenidos en pesticidas en los suelos (Figura 2). En las columnas tratadas con etofumesato se observan grandes diferencias en la distribución del pesticida en el suelo dependiendo del flujo ensayado (Tabla 3, Figura 2).

Tabla 3. Balance de masa para los dos pesticidas estudiados: deltametrina y etofumesato con irrigación y con lluvia.

	Deltametrina		**Etofumesato**	
	Riego	lluvia	Riego	lluvia
Aplicado (mg)	3,625		0,18125	
Lixiviado (µg)	11,42	0,068	12,10	0,464
Suelo (µg)	661,1	1293,2	61,9	66
Perdidas (µg)	2952,48	2331,73	107,25	114,79
Perdidas (%)	***81,44***	***64,32***	***59,17***	***63,33***

Con flujo de riego, el etofumesato queda retenido en los primeros 30 cm, con valores máximos en los 20-30 cm, disminuyendo en la parte final (40 cm). Con flujo de lluvia, el etofumesato queda retenido en los primeros 10-20 cm de suelo, lo que demuestra que no se ha llegado al máximo de la curva de paso. En ambos casos la cantidad de etofumesato que queda en el suelo es del 30-40% respecto a la cantidad adicionada. Se observa, además, la existencia de una cantidad de etofumesato residual en el suelo de la parcela empleado como suelo control, debido

a que se ha trabajado con suelo original de una parcela donde se emplea etofumesato en las prácticas agrícolas.

La deltametrina queda retenida en la parte superficial del suelo (10 cm), siendo la cantidad retenida respecto a la adicionada, muy superior para el flujo de lluvia, un 35,7 % frente al 18,23% para el flujo de riego. Dada la escasa solubilización de la deltametrina, cabe pensar que parte de la deltametrina adicionada se ha podido degradar, pudiendo ser mayor la degradación en los ensayos realizados a flujo discontinuo (riego).

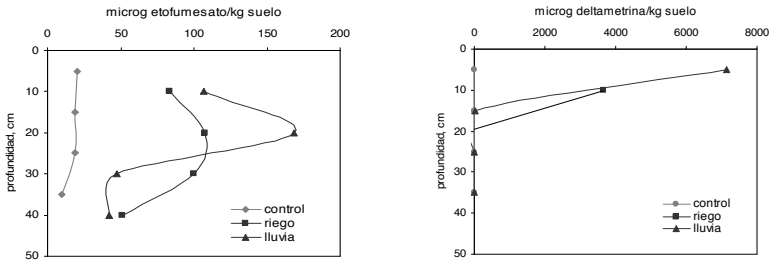


Figura 2. Contenidos de etofumesato y deltametrina en el suelo, en microgramos/ kg. suelo seco, después de la lixiviación

El análisis de los contenidos de COT, NTK, NO_3^- y NH_4^+ en los suelos, antes y después de la lixiviación, permite establecer diferencias entre los dos flujos ensayados y entre los tratamientos con diferentes pesticidas. La Figura 3 recoge la evolución de los contenidos en Nitrógeno total (mg NTK/kg suelo seco) a 20 y 40 cm de profundidad, en el suelo original, el control, y en los suelos tratados con deltametrina y etofumesato.

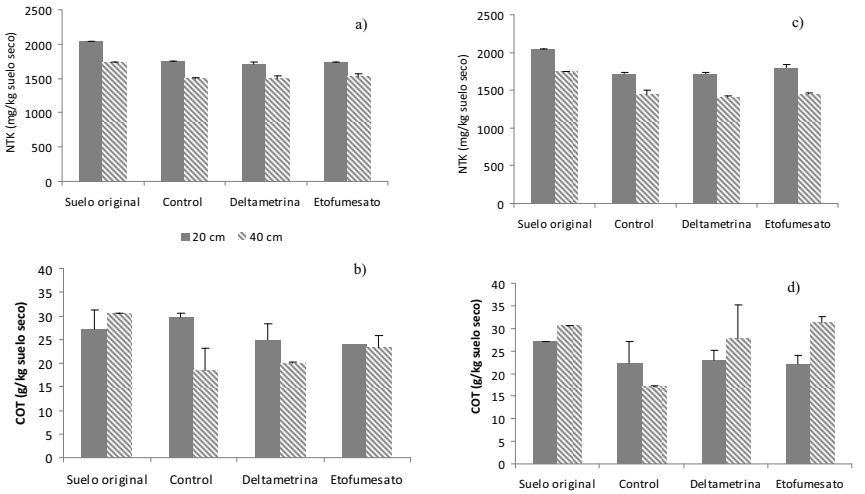


Figura 3. Contenidos de Nitrógeno total (NTK, mg /kg suelo seco) y Carbono orgánico total (COT, g/kg suelo seco) para los flujos de riego a), b) y lluvia c) y d) en los suelos después de la lixiviación, a 20 cm y 40 cm

Los contenidos del nitrógeno total (NTK), en general, presenta pequeñas variaciones (Figura 3a, 3c), con ligera disminución respecto al suelo original, con pérdidas totales de un 10% de NTK. Los valores son inferiores en los 40 cm de suelo en todos los tratamientos, asociado en principio a la perdida por solubilización (Tabla 1).

En el caso del carbono orgánico total (COT) se observa perdidas de carbono en el suelo control respecto al suelo original en función del flujo aplicado, del orden de un 17% para flujo discontinuo y de un 30% para flujo de lluvia. Existen variaciones en el carbono orgánico (gCOT/kg suelo seco) en profundidad con lavado del carbono en los 40 últimos cm. En la zona más profunda (40 cm) y con flujo continuo, se dan las mayores perdidas de COT, lo que coincide con los mayores valores de carbono orgánico soluble en los lixiviados, con concentraciones de un 20% superior para el flujo de lluvia (Tabla 1). Esta pérdida de carbono en el suelo control respecto al original, está relacionado con el aumento en el contenido en amonio con valores 10 veces mayores, y disminución del contenido en nitratos, las diferencias además son superiores para el caso del flujo continuo de lluvia sobre todo en amonio (Figura 4). La alta saturación del suelo generaría condiciones anóxicas donde el nitrato se reduciría mediante reacción disimilativa a amonio consumiendo para ello materia orgánica, esto explicaría el gran aumento de amonio y disminuciones de los contenidos en nitratos y carbono orgánico (Hill, 1996).

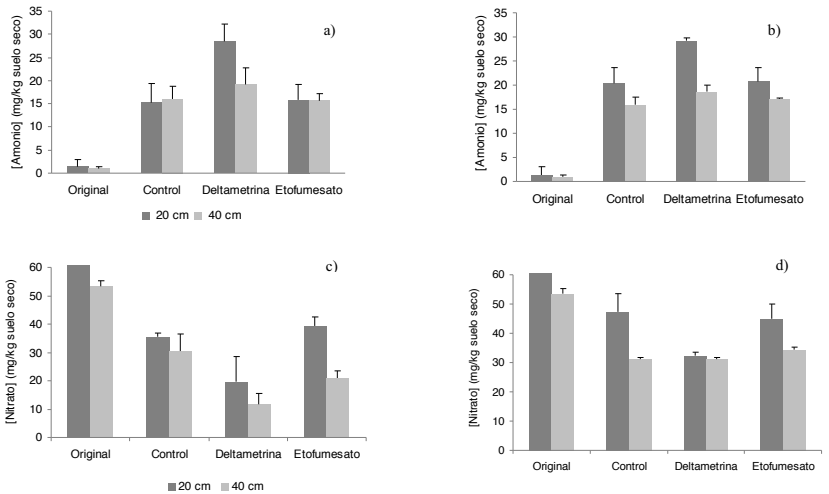


Figura 4. Cantidades de amonios y nitratos en el suelo tras la lixiviación, para flujo de riego (a, c) y lluvia (b, d).

La adición del pesticida repercute en la evolución del COT en el suelo con respecto al control. Para flujo discontinuo, la adición de los pesticidas produce una disminución del carbono orgánico en los primeros 20 cm de suelo y ligero aumento en los 40 cm con respecto al control, existiendo desviaciones importantes entre los datos obtenidos. Para el flujo de lluvia a 20 cm, no se observan grandes cambios en el COT con la adición del pesticida, siendo importantes los aumentos que se dan en los 40 cm, con valores casi el doble que los obtenidos para el control. Es importante, sin embargo, el efecto de la adición de deltametrina en el suelo, con aumento importante de amonio y gran disminución de los nitratos, especialmente para el flujo discontinuo (riego) y en los primeros 20 cm (Figura 4), con ligera variación en el contenido en carbono orgánico. La cantidad de deltametrina en suelo después de la lixiviación (Figura 2, Tabla 3), es la mitad para el flujo de riego que para el de lluvia, lo

que indicaría una mayor degradación de este pesticida, actuando este como fuente de carbono adicional para la reducción de nitratos a amonio. Se puede concluir que con flujo discontinuo (riego), se favorecería el contacto agua- suelo, y en condiciones de saturación del suelo, se favorecería las reacciones de degradación biológica del pesticida que presenta mayor biodegrabilidad, en este caso la deltametrina. (Muñoz-Leoz, B. et al; 2009).

4. CONCLUSIONES

La lixiviación en columnas de suelo a dos flujos diferentes y adición de dos pesticidas ampliamente empleados en zona agrícola de estudio, deltametrina y etofumesato, ha permitido establecer las siguientes conclusiones.

1. Las cantidades de deltametrina lixiviada son varias órdenes de magnitud inferior a la del etofumesato, el cuál empieza a lixiviar a volúmenes de poro por encima de 8.
2. La deltametrina queda retenida en la parte superficial del suelo (10 cm), siendo muy superior para el flujo de lluvia, un 35,7 %, que para el flujo de riego**,** un 18,23% con respecto a la adicionada.
3. El etofumesato queda retenido entre 20-30 cm de suelo para ambos flujos y en ambos casos la cantidad de etofumesato que queda en el suelo es del 30-40% respecto a la cantidad adicionada.
4. La adición de deltametrina y etofumesato produce variaciones en los contenidos de carbono orgánico soluble y nitrógeno amoniacal en los lixiviados con respecto al control. Con flujo discontinuo (riego) se produce, en general, menor solubilización (mg/L) de amonio y carbono orgánico que con flujo continuo (lluvia).
5. En los suelos los contenidos del nitrógeno total (NTK), en general, presentan pequeñas variaciones. Sin embargo en las columnas tratadas con pesticidas a flujo discontinuo, se produce disminución del COT en los primeros 20 cm de suelo. Es importante, además, el efecto de la adición de la deltametrina en la evolución de amonio y nitratos del suelo, con aumento importante de amonio y gran disminución de los nitratos, especialmente para el flujo discontinuo (riego) y en los primeros 20 cm.

Agradecimientos. Los autores agradecen el apoyo en esta investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación (CGL2006-06485/HID), del Gobierno Vasco (Grupo Consolidado IT-392; proyecto Berrilur-ETORTEK; contrato de investigación con el Departamento de Agricultura) y de la Universidad del País Vasco – Euskal Herriko Unibertsitatea.

REFERENCIAS

APHA, AWWA, WPCF, 1998. Métodos normalizados para el análisis de aguas potables y residuales. *Diaz de Santos*, Madrid, (in Spanish).

European Commission, Health and consumer protection directorate-general. 2002. "Review report for the active substance Ethofumesate"; Standing Committee on the Food Chain and Animal Health (meeting), in view of the inclusion ethofumesate in Annex I of *Directive 91/414/EEC*..

Cooper, C.M. 1993. Biological effects of agriculturally derived surface water pollutants on aquatic systems: A review. *J. Environ. Qual. 22:* 402-408.

Hill, A.R. 1996. Nitrate removal in stream riparian zones. *J. Environ. Qual*. 25:743–755.

Koterba, M.T., Banks, W.S.L. y Shedlock, R.J. 1993. Pesticide in shallow groundwater in the Delmarva Península. *J. Environ. Qual. 22:* 500-518.

Leistra, M. y Boesten, J.J.T.I. 1989. Pesticide contamination of groundwater in Western Europe. *Agric. Ecosystem and Environ. 26:* 369-389.

Muñoz-Leoz, B., Garbisu, C., Antigüedad, I., María L. Alonso, Rosa M. Alonso y Ruiz-Romera, E. 2009. Deltamethrin transformation and soil microbial activity in a riparian wetland soil. *Soil Sci.174 (4):220-228*.

Pot, V., Simunek, J., Benoit, P., Coquet, Y. y Martínez-Cordón, M.J. 2005. Impact of rainfall intensity on the transport of two herbicides in undisturbed grassed filter strip soil cores. *J. Contaminant Hydrology. 81:* 63-88.

Ritter, W.F., Scarborough, R.W. y Chirnside, A.E.M., 1994. Contamination of groundwater by triazines, metolachlor and alachlor. *J. Contam. Hydrol. 15*: 73-92.

Seol, Y. y Lee, L.S. 2001. Coupled ffects of treated effluent irrigation and wetting-drying cucles on transporto f trizines through unsaturated soil columns. *J. Envron. Qual. 30:* 1644-1652.

Sparks, D.L., Page, A.L., Helmke, P.A., Loeppert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A., Johnson, C.T. y Sumner, M., 1996. Methods of Soil Analysis: Part 3 Chemical Methods. *Soil Science Society of America Book Series*, No. 5. Madison.

EVALUACIÓN DE ESTRATEGIAS PARA LA APLICACIÓN DE AGUA EN LA ZONA NO SATURADA EN EL CULTIVO DEL PLÁTANO

Axel Ritter[1]*, Noel Machín[1] y Carlos M. Regalado[1]

1: Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA)
Dep. Suelos y Riegos
Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife
e-mail: aritter@icia.es, web: http://www.icia.es/gh

Palabras clave: Contenido de humedad de suelo, instrumentación, programación de riegos, suelos volcánicos.

RESUMEN. *La producción de plátanos en Canarias representa el cultivo de mayor demanda hídrica en el Archipiélago, por lo que el desarrollo de estrategias para el uso eficiente y sostenible del agua aplicada a la zona no saturada tiene un interés creciente. A pesar de los avances en la introducción de sistemas de riego a presión, la incorporación de tecnología que permita el uso racional del agua en explotaciones agrícolas de producción intensiva es aún escasa. En este trabajo se evalúan distintos sistemas o estrategias para la programación del riego diseñados con sensores y dispositivos de control en una explotación agrícola representativa de la zona norte de Tenerife (Islas Canarias). Los diversos sistemas están basados en el uso de sensores de humedad de suelo tensiométricos o dieléctricos, así como en la automatización de la duración del riego según las condiciones micrometeorológicas. Para la implementación y la puesta en marcha de estos sistemas se realiza una caracterización previa de las propiedades hidráulicas de la zona no saturada del suelo. En comparación con la programación de riegos tradicional siguiendo un calendario, estos sistemas han demostrado ser eficaces en la reducción de la aplicación de agua en la zona no saturada permitiendo ahorros de agua de al menos un 26% sin afectar significativamente a la producción de plátanos. No obstante, es necesario seguir avanzando en su desarrollo para diseñar sistemas de programación de riego más adecuados, capaces de controlar otros aspectos agronómicos del cultivo como la fertirrigación.*

ABSTRACT. *Banana production in the Canary Islands represents the crop with highest water demand in the Archipelago. Thus, the development of strategies for the efficient and sustainable water application to the vadose zone is of growing interest. Although the introduction of pressurized irrigation systems is becoming widespread, the implementation of technology for the rational use of irrigation water in intensive agricultural production is still limited. We have evaluated different systems for irrigation scheduling, designed with sensors and control devices, on a representative farm in the north of Tenerife (Canary Islands). On the one hand, these systems were based on the use of tensiometric or dielectric soil moisture sensors. On the other hand, irrigation was scheduled based on micrometeorological conditions. Previous to the implementation of these systems, hydraulic properties of the vadose zone were determined. Compared with the traditional irrigation scheduling method according to a timetable, these systems have proven to be effective in reducing the application of water in the vadose zone allowing water savings of at least 26% without significantly affecting the production of bananas. However, further progress is required to develop systems suitable for automatic irrigation scheduling that can control as well other agronomic aspects of the crop such as the fertirrigation.*

1. INTRODUCCIÓN

Las principales zonas agrícolas en Canarias se encuentran en cotas bajas, donde el método más generalizado de cultivo es en terrazas de poco espesor (<0.80 m), sobre la roca basáltica fracturada. Como consecuencia de la ausencia de suelo agrícola en las partes bajas de la islas, estas terrazas se han construido utilizando suelo que en la mayoría de los casos ha sido transportado desde las zonas altas y de medianías, donde predominan los Andisoles y suelos con propiedades ándicas. Estos suelos “sorribados” que se utilizan en las zonas bajas para

cultivos de exportación, presentan textura fina, debido a que las condiciones de humedad y temperatura en las cotas de origen permiten la formación de esta clase de textura. Este tipo de suelos se caracteriza también por tener propiedades físicas particulares: baja densidad aparente, elevada microporosidad y una elevada capacidad de retención de agua. Además, el fuerte desarrollo de la estructura se manifiesta en una elevada conductividad hidráulica en relación con el contenido de fracción textural de arcilla. Teniendo en cuenta las propiedades hidráulicas particulares de estos suelos agrícolas, así como los grandes volúmenes de agua de riego que consume la agricultura de las Islas, existe interés en el diseño de estrategias dirigidas al uso eficiente y sostenible del agua aplicada a la zona no saturada. En concreto en Tenerife, la agricultura representa uno de los principales sectores económicos demandantes de agua, con un consumo hídrico alrededor de 85 hm^3 $año^{-1}$ para una superficie de regadío que abarca el 64.5% del total de áreas cultivadas (SACT, 2004). Esta superficie se corresponde principalmente con los cultivos de plátano y tomate situados por debajo de los 300 m de altitud. La platanera, constituye, con diferencia el cultivo de mayor demanda hídrica y representa el 60% del consumo de agua agrícola insular (50.75 hm^3 $año^{-1}$). En cuanto a la eficacia de uso de agua de riego por la platanera, se estima que por cada m^3 de agua consumido, se producen 3.7 kg de plátano y se genera un euro de ingreso (CIAT, 2008). Por otro lado, el coste de agua de riego repercute sensiblemente en los gastos de cultivo, de tal forma que variaciones en el precio de 0.10 euros por m^3 tienen una incidencia del 10% en la productividad del cultivo (CIAT, 2008). Una estrategia recomendada para el manejo adecuado del riego en el cultivo del plátano es el uso de sistemas de riego a presión (por goteo o por aspersión), que permiten ahorros importantes de agua frente al riego por inundación (Rodrigo López y Hernández Abreu, 1985). La utilización de electroválvulas y temporizadores permiten la automatización del riego, sin embargo para establecer cuándo y cuánto regar -programación de riegos- existen varias alternativas dentro de las cuáles algunas son más recomendables que otras. Tradicionalmente la frecuencia y duración de los riegos se establecen según el criterio del agricultor. Por el contrario, en algunas fincas se programa semanalmente la frecuencia y el volumen de riego según la lluvia y las estimaciones de la evapotranspiración potencial de la platanera (método del balance hidrológico). Sin embargo, los métodos recomendados para llevar a cabo una programación de riego adecuada se basan en técnicas que miden, bien el estado hídrico de la zona no saturada, o bien el de la planta (Jones, 2004). Diversos estudios se han realizado en distintos lugares del mundo, y con diversos cultivos, utilizando técnicas para el seguimiento del estado hídrico del suelo y gestión del riego, consiguiendo ahorros de agua y energía, así como la disminución de lixiviados, al mismo tiempo que se mantienen los rendimientos de cultivo (por ejemplo Phene y Howell, 1984; Smajstrla y Koo, 1986; Smajstrla y Locascio, 1996; Marsal et al., 2002; Dukes et al., 2003; Haman, 2002; Muñoz-Carpena et al., 2008).

Los avances en instrumentación para adquisición de datos y control de procesos proporcionan actualmente sistemas de coste asequible y versátiles, ideales para la implementación de estrategias que permitan el uso racional del riego en explotaciones agrícolas de producción intensiva. Los sistemas que dependen del estado hídrico de la zona no saturada, determinan cuándo y cuánto regar en función de las lecturas que realizan uno o varios sensores insertados en el suelo. Entre los diversos sensores disponibles, hay que distinguir entre los que miden el potencial hídrico (por ejemplo los tensiómetros o los sensores de matriz granular) y los que estiman el contenido de agua del suelo (preferentemente TDR, TDT, FD y ADR) (Muñoz Carpena y Ritter Rodríguez, 2005). Mientras que los primeros indican la energía que las raíces deben emplear para extraer el agua retenida en los poros del suelo, los segundos permiten conocer lo "lleno" que está el suelo y además, expresando el contenido de humedad en términos de profundidad (en mm), esta magnitud puede ser comparada con otras variables hidrológicas como la lluvia, evapotranspiración, riego, etc. (Muñoz-Carpena et al., 2004). Para la programación de riegos, estos sensores se combinan con una unidad de control (que puede ser un dispositivo sencillo o complejo) que debe interpretar las lecturas y accionar el riego cuando el suelo se ha secado hasta un punto crítico a partir del cuál la planta podría tener dificultades para cubrir sus necesidades hídricas.

En este trabajo se ensayan distintas estrategias para la programación del riego en platanera, basadas en sistemas que utilizan novedosos sensores y dispositivos de control. Estos sistemas se comparan con el método de programación tradicional, evaluando los consumos de agua, las producciones obtenidas, así como el coste y los aspectos técnicos o de manejo de cada sistema.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Parcelas de ensayo

Durante el periodo comprendido entre junio de 2007 y junio de 2008 se evaluaron los distintos sistemas de programación de riego en una explotación agrícola representativa de la zona norte de la isla de Tenerife, situada en Bajamar, entre las cotas de 55 y 75 m snm. y a una distancia de la costa de 187 m. Se seleccionaron dos parcelas de la finca, cada con una superficie aproximada de 2000 m^2, y con platanera del cultivar 'Gruesa Palmera' procedente de propagación in vitro. Este cultivo se desarrolla bajo invernadero tipo parral alto, con laterales de plástico y cubierta de malla. Las plantas se disponen en 15 filas simples siguiendo un marco de plantación aproximado de 2.5 por 2.4 m. Dentro de cada parcela se crearon tres sectores de riego con líneas de plantas que fueron regadas mediante las diversas estrategias o sistemas de programación de riego. Cada sector consistía en tres filas de plantas, quedando las filas restantes fuera del ensayo. Cada fila se regaba mediante goteo, con dos tuberías laterales que llevan incorporado goteros de largo conducto interlínea de un caudal de 2.5 l/h (Fig. 1a). Con este tipo de riego se forma un bulbo húmedo en la zona radicular (Fig. 1b). La uniformidad de aplicación del sistema de riego se determinó en un 90% mediante el método del ITRC de la Universidad estatal politécnica de California (Burt et al., 1992), adaptado para el estudio de consumos hídricos y eficiencia de regadíos de la isla de Tenerife (SACT, 2004). Para independizar la aplicación de agua en cada sector se modificó el sistema de riego en cada parcela instalando, en la entrada de agua de cada sector, un contador volumétrico totalizador y una electroválvula (en serie con la electroválvula principal de la parcela, que estaba comandada desde el cabezal). El cabezal de riego en la finca no sólo controlaba el agua en las parcelas de ensayo, sino también en otras parcelas no utilizadas en este trabajo. Por lo tanto, los ensayos se realizaron con la limitación de que el riego en cada sector quedaba condicionado a que estuviera abierta la electroválvula principal. Esto se producía una vez al día y de acuerdo con la programación existente en el temporizador del cabezal.

a) b)

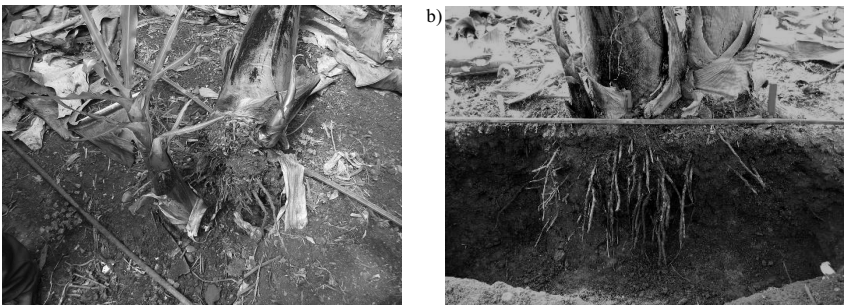


Figura 1. a) Riego por goteo en el cultivo del plátano. b) Sistema radicular de la platanera.

2.2. Sistemas de programación de riego

Atendiendo a criterios como tipo de sensor, su localización y número mínimo necesario, grado de sofisticación, coste y mantenimiento, se diseñaron cuatro sistemas para la programación del riego basados en el estado hídrico del suelo (Tabla 1). Éstos se clasifican en aquellos que usan como variable de decisión el potencial hídrico, Φ (kPa), y los que utilizan el contenido de humedad, θ ($m^3 m^{-3}$). Por otro lado, teniendo en cuenta la posible heterogeneidad de la zona no saturada, se diseñaron sistemas con diferente número de sensores para medir con mayor o menor representatividad.

Tabla 1. Características de las distintas estrategias o sistemas de programación de riegos ensayados.

Sistema	Criterio	Tipo de Sensor	Número	Dispositivo de control	Número plantas	Inversión
T1	Φ	Tensiómetro	4	Relé-selector	63	415 €
T2	Φ	Tensiómetro electrónico	6	Registrador-Controlador	72	2610 €
V1	θ	Sensor dieléctrico	2	Registrador-Controlador	63	520 €
V2	θ	Sensor dieléctrico	6	Registrador-Controlador	72	1610 €
B	ETp	Micrometeorológicos	-	Temporizador	72	2525 €
C	Agricultor	-	-	Temporizador de riego del cabezal	63	-

Φ: Potencial hídrico (kPa); θ: Contenido de humedad de suelo (%); ETp: Evapotranspiración potencial (mm): Agricultor: Seis riegos por semana a la dosis establecida por el agricultor.

Los sistemas denominados T1 y T2 utilizan tensiómetros de última generación (Irrometer Company, Inc., Riverside, EEUU), con un diseño especial que asegura la hermeticidad y facilita el manejo. Están provistos de cápsulas de respuesta rápida y de un depósito con capacidad suficiente para rellenar correctamente el tubo del tensiómetro en varios ciclos de riego. Con el Sistema T1, el vacuómetro de cada tensiómetro estaba equipado con un relé-selector que permite fijar un valor crítico de potencial hídrico y activar así una señal para accionar la electroválvula del riego. Los cuatro tensiómetros se instalaron en distintos puntos a la misma profundidad y por parejas, de tal forma que el riego se activaba cuando cualquiera de las dos parejas detectara que el suelo se ha secado lo suficiente como para alcanzar el Φ crítico para la planta. La electroválvula permanecía abierta hasta que el agua aplicada al suelo reestablecía el Φ por debajo del valor crítico. En los tensiómetros electrónicos del Sistema T2, el vacuómetro se ha reemplazado por un transductor de vacío que va conectado a un registrador-controlador Combilog (Theodor Friedrichs & Co., Schenefeld, Alemania). Esto permitía programar el registrador para que de forma automática tomara la lectura de los seis tensiómetros y de acuerdo con el promedio de éstas se activara/desactivara la electroválvula del riego manteniendo así el estado hídrico del suelo dentro del margen deseado.

Con los Sistemas V1 y V2 se aplicaba el riego en función del contenido de humedad del suelo, θ. Se utilizaron sensores dieléctricos EC-5 (Decagon Devices, Inc., Pullman, EEUU) que estiman el volumen de agua como porcentaje de volumen de suelo. Se trata de sensores FD (Frequency Domain) de tipo capacitancia, que han sido mejorados con respecto a sus precursores para medir con mayor precisión, reduciendo la susceptibilidad de sus lecturas a la salinidad y al tipo de textura. Esta clase de sensores resulta atractivo por su bajo coste, su fácil manejo, escaso mantenimiento y por su flexibilidad para ser utilizados con cualquier registrador de datos. El Sistema V1 consiste en la conexión de dos sondas EC-5 a un registrador-controlador GP1 (Delta-T Devices Ltd., Burwell, Reino Unido) específicamente diseñado para la programación de riegos. Se trata de un dispositivo de bajo coste, versátil y de programación simplificada orientada a usuarios. El Sistema V2, utiliza seis sondas EC-5, conectadas a un registrador-controlador Combilog programado para tomar automáticamente las lecturas de los seis sensores y activar/desactivar la electroválvula del sector de riego correspondiente en función del promedio de los valores de θ.

En cada sector, los sensores dieléctricos y los tensiómetros se instalaron verticalmente a 25 cm de profundidad, en distintos lugares junto a las plantas y bajo la influencia de algún gotero. De acuerdo con Álvarez de la Peña (1981), se recomienda regar la platanera cuando las lecturas de los tensiómetros superen valores de 10-15 kPa. En este ensayo se estableció como criterio para la apertura de electroválvulas 10 kPa y para el cierre 4 kPa. Teniendo en cuenta la profundidad a la que se instalaron los tensiómetros y de acuerdo con la curva de retención de humedad del suelo, estos valores se corresponden con 57% y 61% de contenido de humedad, respectivamente. Para determinar la curvas de retención de humedad se utilizó un pF-Apparatus (Umwelt-Geräte-Technik GmbH, www.ugt-online.de) con muestras inalteradas en anillos de 7.5 cm de alto por 7.1 cm de diámetro. Este aparato utiliza una balanza y dos mini-tensiómetros electrónicos por muestra para determinar de forma automática el contenido de humedad y la succión de las muestras de suelo a medida que éstas se van secando.

Para obtener la relación específica entre la señal de las sensores dieléctricos EC-5 y el contenido de humedad de este suelo de origen volcánico, se insertó una de estas sondas en una muestra inalterada cilíndrica de 7.5 cm de alto por 7.1 cm de diámetro. El procedimiento de calibración consistió en saturar de agua la muestra de suelo y secarla progresivamente (primero al aire y luego forzando el secado en estufa) tomando lecturas del peso de la muestra y de la señal que proporciona el sensor. La relación entre θ, determinado por gravimetría, y la señal del sensor se obtuvo de forma empírica ajustando la ecuación correspondiente a los datos medidos.

El quinto sistema de programación de riego está basado en el método del balance hidrológico (considerando la evapotranspiración y despreciando la lluvia y la escorrentía). En este sector la duración del riego se automatizó según las condiciones ambientales (Sistema B). Para ello se instalaron sensores micrometeorológicos en el interior del invernadero y se ajustó semanalmente el volumen de riego para satisfacer el 75% de la evapotranspiración potencial de la platanera, calculada según el método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) y los coeficientes de cultivo publicados en www.icia.es.

Para evaluar estos sistemas de programación de riego, éstos se comparan con la alternativa de riego que consistió en regar según el criterio del agricultor tal y como se ha venido realizando en la finca, siguiendo un calendario y las dosis establecidos según la época del año (Sistema C).

Durante el periodo de ensayo se registró periódicamente el volumen de agua de riego consumido en cada sector y durante la cosecha de plátanos, se realizó el seguimiento de la producción seleccionando plantas de cada sector y pesando las piñas en el momento de corte. Posteriormente, a los pesos brutos de las piñas de plátano se les descontó el peso del raquis para determinar el peso neto.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La curva característica de suelo, así como la relación resultante entre θ y la señal del sensor EC-5 (en milivoltios) se ilustran en la Fig. 2. Los puntos representados en la Fig. 2a corresponden a los valores obtenidos en nueve muestras inalteradas de suelo, mientras que la línea continua describe la curva de retención de humedad según la ecuación de van Genuchten (van Genuchten, 1980).

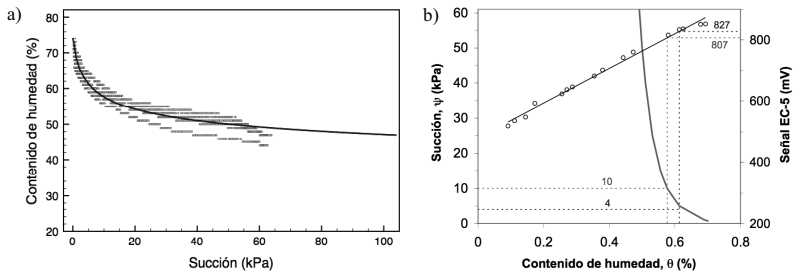


Figura 2. a) Curvas de retención de humedad ajustadas al modelo de van Genuchten. b) Combinación de la ecuación de van Genuchten ajustada, con la ecuación de calibración de la sonda EC-5 para determinar los puntos críticos de estado hídrico del suelo con los sistemas V1 y V2.

En la Fig. 2b se ilustra cómo, combinando el modelo ajustado de van Genuchten con la ecuación de calibración del sensor EC-5, se obtiene que los puntos críticos establecidos en 4 kPa y 10 kPa, se corresponden con contenidos de humedad de suelo de 61% y 57%, respectivamente, y éstos con señales del sensor de 827 mV y 807 mV, respectivamente.

Con relación al volumen de agua consumido en cada sector, los resultados indican diferencias en la demanda hídrica anual (Tabla 2). Mientras que el agricultor tuvo un consumo aproximado de 6500 m^3/ha siguiendo un calendario de riegos, las otras estrategias experimentadas muestran consumos inferiores. Así, con la programación de riegos por balance hidrológico (estrategia B), se redujo esta cantidad en un 26%, mientras que con los sistemas diseñados para el control del riego según el estado hídrico del suelo (estrategias T1, T2, V1 y V2), los consumos se redujeron entre un 45% y un 54%.

Considerando un coste promedio del agua de 0.40 €/m^3, el ahorro económico supone 0.41 €/pl con la estrategia B y entre 0.70 y 0.85 €/pl con los sistemas diseñados para el control del riego. Expresando estos resultados en consumo de agua por planta (pl) y riego, y distinguiendo entre periodos de mayor y menor demanda hídrica (Fig. 3), se observan diferencias significativas (test Tukey-HSD) entre los 17.3 L pl^{-1} $riego^{-1}$ siguiendo un calendario

(estrategia C) frente a los 12.5 L pl^{-1} $riego^{-1}$ de la estrategia B durante primavera-verano (Fig. 3a). Resultados similares se obtienen durante el periodo otoño-invierno (15.9 versus 12.2 L pl^{-1} $riego^{-1}$, Fig. 3b). Por otro lado, las estrategias de control de riego usando tensiómetros o sensores dieléctricos de humedad de suelo, muestran consumos inferiores (7.3–11.6 L pl^{-1} $riego^{-1}$, Fig. 3) significativamente diferentes a los anteriores (test Tukey-HSD). Mientras que para el periodo primavera-verano se observan diferencias significativas entre sí (Fig. 3a), durante el otoño-invierno las cuatro estrategias se comportan de forma similar.

Tabla 2. Consumos de agua de las estrategias de programación de riego ensayadas.

	Estrategia					
	T1	T2	V1	V2	B	C
Consumo total de agua (m^3/ha)	3482	3142	3005	3577	4823	6541
Ahorro de agua (m^3/ha)	3059	3399	3535	2964	1718	
Ahorro consumo de agua (%) [a]	47%	52%	54%	45%	26%	
Ahorro gasto agua (€/pl) [b]	0.73	0.82	0.85	0.71	0.41	
Consumo hídrico (L pl^{-1} $riego^{-1}$)	9.3	8.1	7.5	10.0	12.4	16.7
Consumo hídrico (L pl^{-1} $día^{-1}$)	5.7	5.1	4.9	5.9	7.9	10.7

[a] Porcentaje calculado con respecto a la programación de riego tradicional (estrategia C). [b] Precio de agua estimado en 0,40 €/m^3.

Con el objetivo de comparar estos consumos hídricos con las recomendaciones de riego obtenidas de www.icia.es y www.agrocabildo.com para el mismo periodo, el consumo total puede distribuirse entre los días que duró el ensayo, obteniendo valores de 5–11 L pl^{-1} $día^{-1}$ (Tabla 2). La suma de las dosis (L m^{-2}) recomendadas durante las 52 semanas y repartidas entre el periodo y la densidad de plantas del ensayo, para el caso del ICIA y Agrocabildo, ascienden a 14 y 13 L pl^{-1} $día^{-1}$, respectivamente. Estos datos contrastan con el valor de 18.8 L pl^{-1} $día^{-1}$ representativo para la isla de Tenerife que se deriva de los datos del SACT (2004) y la misma densidad de plantas de este ensayo.

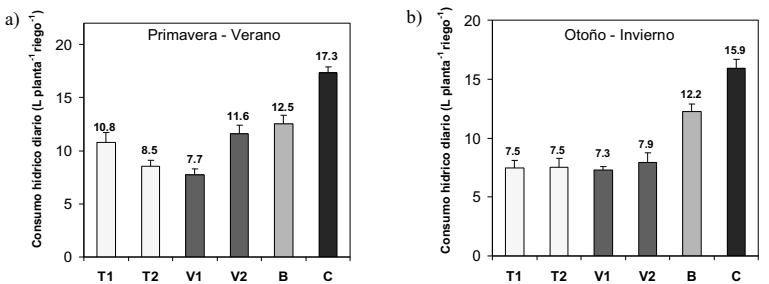


Figura 3. Consumo de agua promedio (con barras de error estándar) obtenido con las diferentes estrategias de programación de riego ensayadas: a) primavera-verano y b) otoño-invierno.

Con respecto de la producción obtenida con cada estrategia (Tabla 3), se determinaron los pesos netos de más del 60% de las piñas (tamaño de muestra suficiente para asumir estadísticamente un error de ±5%). En general, el peso neto promedio de las piñas osciló entre los 40 y 48 kg, correspondiendo el valor máximo a la programación de riego por balance hidrológico (estrategia B) (Fig. 4 y Tabla 3).

Tabla 3. Producción de plátanos en las estrategias de programación de riego ensayadas.

	Estrategia					
	T1	T2	V1	V2	B	C
Porcentaje de piñas recolectadas	70%	76%	63%	69%	76%	62%
Peso neto promedio (kg/piña) [a]	44.1	42.0	40.2	42.2	48.3	47.1
Producción (t/ha)	74	70	67	71	82	80
Diferencia en la producción (kg/piña) [b]	-3.0	-5.1	-6.9	-4.9	1.2	-

[a] Peso neto calculado como peso de la piña menos el peso del raquis desechado después del empaquetado de la fruta. En general, el peso promedio de los raquis con respecto al peso de la piña fue de 5,8 ±1,2%. [b] Calculado con respecto a la programación de riego tradicional (estrategia C).

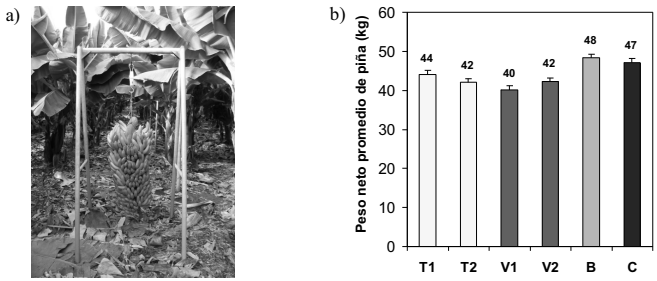


Figura 4. a) Pesado de piña en el momento de la recolección. b) Producción neta promedio (con barras de error estándar) obtenida con las diferentes estrategias de programación de riego ensayadas.

Con las estrategias de programación de riego en función del contenido hídrico del suelo (T1, T2, V1 y V2) se obtuvieron pesos netos inferiores y estadísticamente diferentes a las estrategias B y C. Asumiendo un 5% de pérdidas, las producciones calculadas a partir del peso bruto de la piña oscilaron entre los 67 – 82 t/ha (Tabla 3). Estos datos están próximos a las 80 t/ha de rendimiento medio de referencia para explotaciones bajo invernadero en Tenerife (Galán Saúco y Cabrera Cabrera, 2002).

A pesar de haber obtenido producciones inferiores, las estrategias de programación del riego teniendo en cuenta el estado hídrico del suelo permiten una reducción importante del gasto de agua y en consecuencia de abono. En este sentido, disminuiría también la posible generación de lixiviados. Aunque actualmente no sea rentable la pérdida de producción, estas técnicas son las más recomendables desde un punto de vista ambiental, aunque es necesario seguir investigando para optimizar su funcionamiento y mejorar su productividad. Además, debe tenerse en cuenta que el coste del agua de riego experimenta incrementos continuamente (a fecha de marzo de 2009 éste ascendía ya a 0.50 €/m^3). Con la estrategia B, la reducción del consumo hídrico en un 26%, no afecta significativamente a los ingresos al obtenerse producciones entorno a 80 t/ha.

Los sistemas de programación del riego con un mayor número de sensores no presentaron resultados significativamente diferentes en cuanto al consumo de agua y la producción de plátanos, frente aquellos que usaron menor cantidad de sensores para el seguimiento del estado hídrico del suelo. En consecuencia, para explotaciones pequeñas con pocas subunidades y temporizadores sencillos, el uso de tensiómetros con relé-selector (Sistema T1) constituye la estrategia más económica y simple de manejar, aunque ofrece poca flexibilidad para fijar los criterios de activación y desactivación del riego. En explotaciones agrícolas con cierto grado de tecnificación se recomienda el uso de un dispositivo GP1 con sondas de capacitancia EC-5 (Sistema V1). Aunque para obtener lecturas fiables con estos sensores se requiere una adecuada calibración específica para el tipo de suelo, este sistema ofrece una solución económicamente intermedia, con la ventaja adicional de poder realizar el registro de la evolución de los datos proporcionados por los sensores. Aunque suponga un coste mucho mayor, la estrategia que ha mostrado más fiabilidad y ha ofrecido más posibilidades de operación ha sido la combinación de tensiómetros con transductor de succión y un registrador-actuador (Sistema T2). Este sistema proporciona flexibilidad en la programación de los criterios de riego (promediado, análisis individual o por grupos de tensiómetros, etc.); el registro de datos es flexible, y el uso del registrador-actuador permite la posibilidad de acceso remoto. Tiene las desventajas de que requiere de un sistema de alimentación externo y que no permite lecturas directa en campo.

4. CONCLUSIONES

Las estrategias evaluadas con este trabajo y diseñadas para el manejo sostenible del riego en la zona no saturada del suelo, plantean una línea de investigación interesante. Todos los sistemas ensayados con el cultivo de la platanera han respondido correctamente y cabe destacar que, entre las diversas estrategias utilizadas, la automatización del riego mediante sensores micrometeorológicos (para satisfacer el 75% de la

evapotranspiración potencial) permitió conseguir una reducción del consumo de agua del 26% con respecto a la técnica de riego según el criterio del agricultor. Esto supone un consumo anual entorno a los 4800 m^3/ha manteniendo los rendimientos del cultivo alrededor de 80 t/ha. Los sistemas de programación de riegos basados en el estado hídrico del suelo tuvieron un comportamiento similar entre sí en cuanto al consumo hídrico del cultivo, independientemente de la complejidad de los dispositivos empleados. Con estos sistemas, el gasto en agua de riego se redujo alrededor de un 50% respecto a la técnica de riego siguiendo el criterio del agricultor, pero se observó una disminución de la producción obtenida. Las plantas no mostraron síntomas visibles de estrés hídrico, por lo que la menor producción podría explicarse como consecuencia de que con la reducción del agua aplicada a la platanera se aportó también una menor cantidad de abono, debido a la imposibilidad de intervenir en el sistema de fertilización de la finca, ya que éste era común a otras parcelas. El control del abonado plantea un nuevo campo de experimentación, ya que la reducción previsible de los consumos de agua implica el uso de soluciones fertilizantes más concentradas, con el consiguiente aumento de conductividad eléctrica, o también la reducción de la cantidad de abono aplicado, al reducirse las pérdidas por lixiviación.

Estos resultados sugieren continuar con la investigación y el desarrollo de los sistemas de programación de riego basados en el estado hídrico en la zona no saturada del suelo. Se trata de conseguir que con este tipo de estrategias se pueda actuar de forma autónoma sobre el cabezal de las fincas: activando y desactivando el riego, modificando la fertilización para adecuarla al consumo hídrico de cada momento e incluso aplicando puntualmente fracciones de lavado. En un futuro próximo podrán utilizarse también dispositivos que utilicen sensores inalámbricos y sistemas de acceso remoto que faciliten al agricultor el control del riego a través de Internet o del teléfono móvil.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación RTA2005-205. El grupo investigador quiere agradecer al propietario de la finca de ensayo, Agritaba S.L., a su equipo técnico y de campo, así como a la Sección de Plátanos de la Cooperativa Cosecheros de Tejina, la colaboración desinteresada que prestan en el desarrollo de este proyecto de investigación. A. Ritter agradece la cofinanciación procedente del Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water re-quirements*. Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Álvarez de la Peña, F.J., 1981. *Cultivo de la platanera. Ministerio de agricultura*. Madrid.

Burt C.M., R.E. Walker y S.W. Styles, 1992. *Irrigation system evaluation manual*. Irrigation Training and Research Center. California Polytechnic State University. San Luis Obispo, California.

CIAT-Consejo Insular de Aguas de Tenerife, 2008. *Plan Hidrológico de Tenerife. Documento de trabajo para proceso de participación pública*. Consejo Insular de Aguas del Cabildo Insular de Tenerife.

Dukes, M.D., E.H. Simonne, W.E. Davis, D.W. Studstill y R. Hochmuth, 2003. Effect of sensor-based high frequency irrigation on bell pepper yield and water use. pp. 665-674. *Proceedings of 2nd International Confrence on Irriagation and Drainage*. Phoenix, AZ.

Galán Sauco, V. y J. Cabrera Cabrera, 2002. Cultivo bajo invernadero. pp. 11-21. En: D. Fernández Galván y P.M. Hernández Delgado (eds.). *Actividades del ICIA en Platanera*. Gobierno de Canarias.

Jones, H.G., 2004. Irrigation scheduling: advantages and pitfalls of plant-based methods. *Journal of Experimental Botany 55*, 2427-2436.

Marsal, J., M. Mata, A. Arbones, J. Rufat y J. Girona, 2002. Regulated deficit irrigation and rectification of irrigation scheduling in young pear trees: an evaluation based on vegetative and productive response. *European Journal of Agronomy 17*, 111-122.

Muñoz-Carpena, R. y A. Ritter, 2005. *Hidrología Agroforestal*. Madrid: Mundi-Prensa Libros, SA.

Muñoz-Carpena, R., A. Ritter y D. Bosch, 2004. Field methods for monitoring soil water content and Flow. Chapter 5, pp. 167-195. En: J. Álvarez-Benedí y R. Munoz-Carpena (eds.). *Soil-Water-Solute Process Characterization: An Integrated Approach*. Boca Ratón: CRC Press.

Muñoz-Carpena, R., M.D. Dukes, Y. Li y W. Klassen, 2008. Design and field evaluation of a new controller for soil water-based irrigation. *Applied Eng. in Agriculture 24*, 183-191.

Phene, C.J. y T.A. Howell, 1984. Soil sensor control of high frequency irrigation systems. *Transaction of the ASAE 27*, 392-396.

Rodrigo López, J. y J.M. Hernández Abreu, 1985. Localised banana irrigation systems evaluation in the Canary Islands. Proc. 3rd International Drop/Trickle Irrigation Congress. *American Society of Agri-cultural Engineers*, 281-287.

SACT-Servicio de Agricultura del Cabildo de Tenerife, 2004. *Estudio sobre consumos hídricos agrícolas, evaluación de sistemas de riego y estimación de la eficiencia de los regadíos de la Isla de Tenerife*. Cabildo de Tenerife.

Smajstrla, A.G. y R.C. Koo, 1986. Use of tensiometers for scheduling of citrus irrigation. *Proc. of the Florida State Horticultural Society 99*, 51-56.

Smajstrla, A.G. y S.J. Locascio, 1996. Tensiometer-controlled drip irrigation scheduling of tomato. *Applied Eng. Agric. 12*, 315-319.

van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J. 44*, 892-898.

INTERPRETACIÓN DEL CAMBIO DEL FLUJO Y LIXIVIACIÓN EN EL SUELO ASOCIADO AL USO DE UN CULTIVO DE CUBIERTA ESTIVAL UTILIZANDO TÉCNICAS DE ANÁLISIS GLOBAL DE INCERTIDUMBRE

Axel Ritter[1]*, Rafael Muñoz-Carpena[2], David D. Bosch[3], Bruce Schaffer[4] y Thomas L. Potter[3]

1: Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA)
Dep. Suelos y Riegos
Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife
e-mail: aritter@icia.es, web: http://www.icia.es/gh

2: Agricultural and Biological Engineering Dept.
University of Florida.
101 Frazier Rogers Hall, PO Box 110570 Gainesville, FL 32611 (EEUU)

3: USDA-ARS-SEWRL
2375 Rainwater Road, PO Box 748, Tifton, GA 31794 (EEUU)

4: Tropical Research and Education Center (TREC)
University of Florida
18905 SW 280 St, Homestead, FL 33031 (EEUU)

Palabras clave: Aguas subterráneas, contaminación difusa, probabilidad de excedencia, sensibilidad, simulación de procesos hidrológicos.

RESUMEN. *La incorporación de incertidumbre en modelos deterministas proporciona información útil sobre el rango probable de las variables simuladas y por lo tanto una mayor base para la toma de decisiones. En este trabajo combinamos técnicas globales de análisis de sensibilidad e incertidumbre con el modelo numérico WAVE para la simulación de los balances de agua y nitrógeno (N) en la zona no saturada del suelo. El objetivo consiste en evaluar el impacto del maíz dulce de invierno (Zea mays L.) en la calidad del agua subterránea, así como en determinar la efectividad del uso de un cultivo de cubierta leguminoso estival para reducir dicho impacto, bajo las condiciones subtropicales del sur de Florida. Las simulaciones se realizaron para una finca de 4 ha en la que se establecieron seis parcelas donde se recogieron datos sobre variables hidrológicas y del ciclo del nitrógeno. Durante la época estival se plantó crotalaria (Crotalaria juncea L.) como cultivo de cubierta en tres de las parcelas, mientras que las otras tres se dejaron en barbecho. Aunque, desde un punto de vista determinista las diferencias observadas en los distintos escenarios simulados no son estadísticamente significativas, mediante las técnicas de análisis global de incertidumbre se obtienen funciones de probabilidad de las predicciones del modelo numérico que permiten llegar a las siguientes conclusiones al final del periodo de estudio. Con el uso del cultivo de cubierta la probabilidad de que el 60% de las entradas de agua a la zona no saturada se pierdan como percolación es del 35% frente a una probabilidad del 46% cuando no se utiliza cultivo de cubierta. En ambos casos, las concentraciones de N lixiviado superaron, con una probabilidad >80%, los 52 kg ha^{-1} (que representan aproximadamente el 20% de la fertilización nitrogenada). Las concentraciones de N lixiviado superaron, con una probabilidad >70%, el límite regulatorio de 11 mg L^{-1}. Sin embargo, el uso del cultivo de cubierta está asociado a una mayor probabilidad de lixiviar N. Esto se explica por un aumento del contenido de N del suelo como resultado de que el uso del cultivo de cubierta leguminoso no se acompañó con una reducción en la fertilización nitrogenada del cultivo de maíz.*

ABSTRACT. *Incorporation of uncertainty in the predictions of deterministic models provides useful information about the probable range of the simulated variables and therefore a higher base for decision*

making. In this paper, we combine global techniques for sensitivity and uncertainty with the WAVE model, designed for the numerical simulation of water and nitrogen balances in the unsaturated zone of soil. The objective was to assess the impact of winter sweet corn (Zea mays L .) on groundwater quality and to determine the effectiveness of the use of a leguminous summer cover crop to reduce this impact under the subtropical conditions of southern Florida. The simulations were conducted for a 4 ha field with six plots, where data of hydrological variables and nitrogen cycle components were collected. During the summer, the cover crop (Crotalaria juncea L.) was planted in three of the plots, while the other three were kept fallow. Although from a deterministic point of view the differences observed in the simulated scenarios are not statistically significant, using the global uncertainty analysis provides probability density functions for the simulated variables that were useful to come to the following conclusions. Using the cover crop, 60% of total incoming water was lost as drainage with 35% probability, compared to 46% probability when the cover crop was not used. Nitrogen (N) leaching exceeded 52 kg ha^{-1} *(about 20% of the N fertilizer applications) with a probability of 80% in both cases. In addition, N leachate concentrations exceeded the regulatory limit of 11 mg* L^{-1} *with probabilities > 70%. However, the use of the cover crop is associated with larger probability of leaching N. This is due to the increased in N content in the soil, as a consequence of using the leguminous cover crop without a reduction in N fertilization of the winter crop.*

1. INTRODUCCCIÓN

La producción de maíz dulce (*Zea mays* L.) en el Sur de Florida (EEUU) constituye una actividad económica importante, especialmente en el Condado de Miami-Dade (Li et al., 2002). Sin embargo, esta zona agrícola al sur del condado ocupa un área ecológicamente sensible situada entre los Parques Nacionales de Biscayne y Los Everglades, de manera que la agricultura en esta zona ha sido considerada como una amenaza para los frágiles ecosistemas naturales de estos parques nacionales, ya que representa una competencia por la tierra y los recursos hídricos. Por otro lado, las características hidrológicas de la región favorecen los flujos rápidos en la zona no saturada y saturada (Fisch y Stewart, 1991; Truss et al., 2007), lo cual, junto a las elevadas tasas de productos agroquímicos utilizados por los agricultores, confiere a las prácticas agrícolas un alto potencial como fuente de contaminación difusa del acuífero no confinado sobre el que se encuentra toda la región. Éste acuífero proporciona agua potable para la mayoría de la población que reside en el sudeste de Florida. Sin embargo, una agricultura acorde con determinados estándares ambientales se contempla actualmente como alternativa viable al establecimiento de malas hierbas exóticas o a la extensión urbanística descontrolada de Miami.

En concreto, después de la cosecha del cultivo del maíz, los altos niveles de nutrientes que pueden permanecer en el suelo pueden originar lixiviados hacia las aguas subterráneas. Para ayudar a prevenir la lixiviación del nitrógeno, se aconseja a los productores mantener un cultivo de cubierta como alternativa al barbecho. La crotalaria (*Crotalaria juncea* L.) es un cultivo de cubierta potencialmente adecuado para este área, porque tiene una gran capacidad para producir biomasa (Li et al., 1999) y proporciona así una cubierta densa. A medida que esta planta crece, incorpora a sus tejidos el nitrógeno acumulado en el suelo, con lo que se limita el riesgo de generación de lixiviados hacia las aguas subterráneas. Luego, antes del comienzo de la siguiente época de cultivo del maíz, los residuos vegetales de este cultivo de cubierta son incorporados al suelo (Wang et al., 2002).

Recientemente, Muñoz-Carpena et al. (2008) abordaron la evaluación de la eficacia de este tipo de práctica agrícola, es decir, del efecto del cultivo de maíz en combinación con la crotalaria como cultivo de cubierta de verano, para reducir la lixiviación del N en el sur del condado de Miami-Dade. Para ello utilizaron una combinación de datos de campo y los resultados obtenidos con un modelo de simulación determinista como herramienta para interpretar el flujo de agua y la transformación del N en el suelo. Con este estudio concluyeron que el uso de la crotalaria como cultivo de cubierta mejora las condiciones físicas del suelo (aumento de la retención de agua) y, en consecuencia, contribuye a una mayor evapotranspiración real y a la disminución de la percolación. Con base en los resultados de la simulación del N, llegaron a la conclusión de que con el uso del cultivo de cubierta, se produce tal aumento del contenido de N en el suelo, que aunque la absorción de N por el maíz y las producciones se incrementaron ligeramente, también lo hizo la lixiviación de N hacia el acuífero.

Teniendo en cuenta el grado de incertidumbre asociado a casi todos los modelos de predicción determinista y a los datos medidos (Shirmohammadi et al., 2006), desde el punto de vista de la toma decisiones dirigidas a

mejorar la gestión ambiental, sería aconsejable la integración explícita de la incertidumbre en los resultados obtenidos por Muñoz-Carpena et al. (2008). De hecho, según Beven (2006), si la incertidumbre de un modelo de simulación no se toma en consideración, la ciencia y la utilidad del modelo quedan debilitados. En general, los complejos modelos hidrológicos y de calidad de aguas contienen un número alto de factores que tienen influencia sobre la variabilidad de los resultados de la simulación, por lo que son considerados como fuentes de incertidumbre (Beven, 1989; Haan, 1989; Luis y McLaughlin, 1992). Para dar cuenta de la incertidumbre en estos modelos se recomienda la obtención de funciones de densidad de probabilidad (PDF) para las variables de interés simuladas (Haan, 1989; Shirmohammadi et al., 2006; Muñoz-Carpena et al., 2007). A partir de éstas PDFs es posible evaluar la incertidumbre en las predicciones del modelo, estableciendo niveles confianza, como por ejemplo, con la probabilidad de excedencia de un valor umbral prefijado (Morgan y Henrion, 1992).

Saltelli et al. (2004, 2005) propusieron un conjunto de técnicas modernas de análisis global para realizar análisis de sensibilidad e incertidumbre con cualquier modelo numérico. El análisis de sensibilidad permite determinar la influencia relativa de un parámetro del modelo sobre una variable de interés simulada. Por tanto, resulta útil para identificar de manera eficiente el subconjunto de los principales parámetros que controlan la respuesta del modelo. Por otro lado, el papel del análisis de incertidumbre es el de propagar, sobre las predicciones que realiza el modelo, la variabilidad que es consecuencia de los datos de entrada, de los algoritmos del modelo, de los cambios de escala, etc. Básicamente, se trata de realizar un número importante de simulaciones con diferentes conjuntos de parámetros y de construir la PDF de cada variable de interés a partir de las correspondientes predicciones.

El objetivo de este trabajo es el de utilizar las técnicas de análisis global propuestas por Saltelli et al. (2004) para determinar la incertidumbre asociada a las predicciones del modelo numérico WAVE (Vanclooster et al., 1996) utilizado como herramienta para simular los flujos de agua y el transporte de N a través del perfil del suelo hacia el acuífero. Aplicando este procedimiento al escenario estudiado por Muñoz-Carpena et al. (2008), buscamos evaluar la eficacia del uso de la crotalaria como cultivo de cubierta de verano para reducir la lixiviación del N generada con el cultivo de maíz de invierno.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Parcelas de ensayo

El estudio descrito en Muñoz-Carpena et al. (2008) se realizó en una finca de 4 ha situada en el Tropical Research and Education Center de la Universidad de Florida. Este centro se encuentra dentro de una zona agrícola de 32.4 km^2 al noroeste de la ciudad de Homestead. Dentro de la finca se establecieron seis parcelas experimentales (47 x 27 m cada una) en las que, durante un periodo de cuatro años, se ha cultivado maíz dulce en los meses de invierno (noviembre a marzo). Cada año después de la cosecha (enero-marzo), en tres de las parcelas seleccionadas aleatoriamente (parcelas CCC) se utilizó *Crotalaria juncea* L. durante el verano como cultivo de cubierta (Fig. 1). Las otras quedaron en barbecho durante la época estival (parcelas SCC).

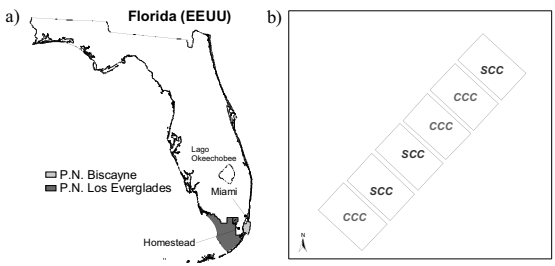


Figura 1. Distribución de las parcelas según tratamiento (sin y con cultivo de cubierta: SCC, CCC).

Este trabajo se centra solamente en las dos últimas campañas de cultivo que denominaremos Periodo 1 y Periodo 2, respectivamente. Los detalles sobre el tipo de suelo y sus propiedades físicas, las fechas de plantación y gestión del cultivo, así como la obtención de datos de entrada para el modelo de simulación se describen en Ritter et al. (2005) y Muñoz-Carpena et al. (2008). Cabe señalar que la cantidad total de N aplicado en estas campañas fue de 224.2 y 260.9 kg ha^{-1}, respectivamente.

2.2. Modelo numérico WAVE

El modelo numérico utilizado para la simulación del flujo y transporte de N en la zona no saturada es el modelo mecánistico-determinístico WAVE (Vanclooster et al., 1996) que permite describir el transporte vertical de agua, solutos no reactivos, formas de nitrógeno y pesticidas en el suelo y en la planta. Se trata de una alternativa a otros modelos numéricos porque puede simular el flujo y el transporte de N sin necesidad de modelar el crecimiento del cultivo, lo cual es útil cuando no se dispone de información sobre los parámetros fenológicos y de desarrollo de la planta. Los detalles sobre los algoritmos y los parámetros que utiliza WAVE y que son relevantes para este estudio se describen en Muñoz-Carpena et al. (2008).

2.3.- Análisis global de sensibilidad e incertidumbre

El procedimiento de análisis global realizado en este trabajo consiste en dos fases. En primer lugar se ha realizado un análisis de sensibilidad global que permite evaluar el efecto de cada parámetro sobre la respuesta del modelo pero explorando los intervalos de variación posible de todos los parámetros de forma simultánea. Al contrario que las técnicas convencionales basadas en la derivada arbitraria de la salida del modelo sobre la variación de los parámetros "uno-a-uno" sobre un intervalo cualquiera, las técnicas globales son aplicables a todos los modelos sin restricción, incluyendo modelos no lineales (Saltelli et al., 2005), como son generalmente los modelos hidrológicos. Entre las diversas técnicas estadísticas disponibles (Saltelli et al., 2005), hemos utilizado el método propuesto por Morris (1991) y posteriormente modificado por Campolongo et al. (2007), porque permite estudiar la sensibilidad del modelo frente a un gran número de parámetros a un coste computacional relativamente pequeño. Además, la interpretación de sus resultados es sencilla y proporciona una clasificación cualitativa de los parámetros con mayor influencia en las variables simuladas. Una vez identificado, con el método de Morris, el subconjunto de parámetros de entrada más relevante, se aborda el análisis de incertidumbre tipo Monte Carlo llevando a cabo un número alto de simulaciones generado mediante muestreo por Hipercubo Latino (McKay, 1995) sobre el espacio paramétrico correspondiente al subconjunto de parámetros mencionado, es decir, aquellos seleccionados según su importancia. Con las predicciones del modelo para todas las simulaciones realizadas (que se derivan de un procedimiento de muestreo aleatorio) se construyen las funciones de densidad de probabilidad (PDF) y de probabilidad acumulada (CDF) para cada variable de interés. Con estas funciones, cuantificamos la incertidumbre asociada a estas variables mediante el intervalo para un 95% de confianza (es decir, la gama de valores que se encuentran entre los percentiles 2,5% y 97,5% de la distribución acumulada). Tras identificar todos los parámetros del modelo WAVE necesarios para simular el movimiento de agua y el transporte de N en las parcelas de estudio (32 parámetros que se incluyen en la Tabla 1), se establece que el número de simulaciones a llevar a cabo para el realizar el método modificado de Morris puede ser calculado como $N=10\cdot(32+1)= 330$. Posteriormente, una vez seleccionado el subconjunto de los k parámetros más importantes, se determina el número de evaluaciones previstas para el análisis de incertidumbre como $N=500\cdot(k+2)$.

El procedimiento descrito se llevó a cabo con la ayuda del programa informático SimLab v2.2 (Saltelli et al., 2004). Con base en las PDFs de los 32 parámetros de entrada de WAVE que se incluyen en la Tabla 1, SimLab genera una matriz de 330 por 32 valores pseudoaleatorios para ejecutar el modelo y realizar el análisis de Morris. Se prepararon archivos de proceso por lotes para llevar a cabo todas las simulaciones con WAVE de forma automática y con los resultados se procedió al análisis de Morris con SimLab para cada variable de interés. A continuación, para el análisis de incertidumbre tipo Monte Carlo, se generó con SimLab otra matriz de valores pseudoaleatorios del subconjunto de los k parámetros más relevantes para llevar a cabo $N=500\cdot(k+2)$ simulaciones, con cuyos resultados se construyeron las PDFs y CDFs de las variables de interés. De acuerdo con Muñoz-Carpena et al. (2008), las siguientes variables acumuladas fueron seleccionadas aquí: la percolación, D

(mm); la absorción radicular de N por el cultivo de maíz, *NUPTK* (kg ha^{-1}), la lixiviación de N, *NLCH* (kg ha^{-1}); y el promedio de concentración de N lixiviado, *NLCH/D* (mg l^{-1}). Se tuvieron en cuenta también la evapotranspiración real, ET_a (mm) y la variación en el contenido de agua de la zona no saturada (mm). Todas estas variables se consideraron para cada uno de los cuatro escenarios simulados: parcelas SCC y CCC para los Periodos 1 y 2 (SCC01, CCC01, SCC02, CCC02).

2.4.- Parametrización del modelo y selección de PDFs

El espesor de la zona no saturada simulado se estableció en 0.90 m distinguiendo entre dos capas distintas. Los primeros 0.20 m constituyen la capa de suelo y el espesor restante (0.2-0.9 m) es la roca caliza. La condición de contorno para el límite inferior del perfil se fijó como percolación libre. Con base en las observaciones en campo, las raíces colonizan el suelo y pueden llegar a extenderse algunos centímetros en la capa de roca caliza, por lo que la profundidad máxima de raíces se fijó en 0.30 m. La utilización del modelo WAVE para simular el flujo y transporte del N implica la estimación de un gran número de parámetros (Tabla 1).

Tabla 1. Parámetros del modelo WAVE y su correspondiente función de probabilidad (PDF) elegida.

Descripción	Proceso	PDF	Valor de referencia [a]	Intervalo de variación
Índice de superficie foliar, *LAI* (-)	Transpiración potencial	Beta	(0 - 2.9) [b]	
Coeficiente de cultivo, K_c (-)	Evapotranspiración potencial	Beta	(0.6 - 1.1) [b]	
Contenido de humedad a saturación, θ_s (m^{3}m^{-3})	Curva retención de humedad			
Roca caliza (Periodos 1 y 2)		Normal	0.406 ±0.207	[0.38 - 0.432]
SCC y CCC (Periodos 1 y 2)		Uniforme	0.467	[0.46 - 0.47]
Contenido de humedad residual, θ_r (m^{3}m^{-3})	Curva retención de humedad	Normal	0.092 ±0.027	[0.039 - 0.145]
Inversa de la presión de burbujeo, α (cm^{-1})	Curva retención de humedad			
Roca caliza (Periodos 1 y 2)		Normal	0.117 ±0.272	[0.082 - 0.152]
SCC (Periodos 1 y 2)		Normal	0.093 ±0.138	[0.075 - 0.111]
CCC (Periodo 1)		Normal	0.075 ±0.090	[0.06 - 0.09]
CCC (Periodo 2)		Normal	0.204 ±0.181	[0.180 - 0.228]
Parámetro de forma (pendiente), *n* (-)	Curva retención de humedad			
Roca caliza (Periodos 1 y 2)		Normal	1.116 ±0.142	[1.098 - 1.134]
SCC (Periodos 1 y 2)		Normal	1.220 ±0.118	[1.205 - 1.235]
CCC (Periodo 1)		Normal	1.132 ±0.039	[1.125 - 1.139]
CCC (Periodo 2)		Normal	1.087 ±0.014	[1.085 - 1.089]
Conductividad hidráulica saturada, K_s (m día^{-1})	Cond. hidráulica insaturada			
Roca caliza (Periodos 1 y 2)		Lognormal	8978 ±2836	[6142 - 11815]
SCC (Periodos 1 y 2)		Lognormal	516 ±198	[319 - 714]
CCC (Periodo 1)		Lognormal	1545 ±766	[779 - 2310]
CCC (Periodo 2)		Lognormal	1054 ±175	[879 - 1229]
Conectividad de poro, λ* (-)	Cond. hidráulica insaturada	Triangular	0.5	[0 – 2.0]
Intensidad máx. de absorción de agua, S_{max} (día^{-1})	Absorción radicular de agua	Triangular	0.012	[0.003 - 0.03]
Densidad aparente, ρ_b (T m^{-3})	Adsorción de NH_4^+	Uniforme	1.412	[1.406 - 1.422]
Dispersividad hidrodinámica, λ (cm)	Transporte de solutos	Lognormal	3.43 ±3.96	[0.37 – 13.64]
Coeficiente de distribución de NH_4^+, K_d (m^{3}T^{-1})	Adsorción de NH_4^+	Triangular	0.78	[0.1 – 2.0]
Absorción máxima de N, N_{max} (kg ha^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	208	[160.0 - 224.2]
Intensidad de nitrificación, k_{nitri} (día^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	0.190	[0.1 - 0.8]
Intensidad de desnitrificación, k_{denit} (día^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	0.036	[0.001 - 0.1]
Intensidad descomposición estiércol, k_{man} (día^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	0.011	[0.001 - 0.035]
Intensidad descomposición residuos veget., k_{lit} (día^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	0.0099	[0.001 - 0.040]
Intensidad descomposición de humus, k_{hum} (día^{-1})	Balance de nitrógeno	Triangular	0.00011	[10^{-5} - $5.2{\cdot}10^{-4}$]
Eficiencia de transformación de carbono, f_e (-)	Balance de nitrógeno	Beta	0.425 ±0.170	[0.05 - 0.80]
Fracción de humificación, f_h (-)	Balance de nitrógeno	Beta	0.277 ±0.099	[0.08 - 0.43]
Relación C/N, r_o (-)	Balance de nitrógeno			
SCC (Periodos 1 y 2)		Uniforme	18.4 ±2.4	[15.7 – 22.0]
CCC (Periodos 1 y 2)		Triangular	16.3 ±1.1	[14.0 – 18.0]

[a] Valor promedio (± desviación estándar). [b] Se ha considerado un coeficiente de variación de 16% para la series de *LAI* y de 30% para la series de K_c.

Como parámetros hidráulicos base para el análisis se tomaron los valores obtenidos mediante simulación inversa por Muñoz-Carpena et al. (2008). Éstos fueron optimizados para el suelo y la roca caliza. Para poder

detectar posibles cambios en la retención del agua como consecuencia del uso del cultivo de cubierta, los parámetros hidráulicos del suelo en las parcelas CCC fueron optimizados por separado para el Periodo 1 (2001-2002) y el Periodo 2 (2002-2003). El resto de parámetros se midieron o fueron obtenidos de la literatura científica según se describe en Muñoz-Carpena et al. (2008). Para llevar a cabo los análisis globales de sensibilidad e incertidumbre, a los parámetros de la Tabla 1 se les asignaron valores promedio, intervalos de variación y PDF con base en información recogida de diferentes referencias bibliográficas y los criterios usados por Muñoz-Carpena et al. (2007) para la selección del tipo de PDF.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1.- Análisis global de sensibilidad

El método propuesto por Morris (1991) proporciona dos medidas de sensibilidad para cada parámetro: i) el promedio de los efectos elementales (μ), que estima el efecto global de los parámetros seleccionados en una determinada variable simulada por el modelo y ii) la desviación estándar de los efectos (σ), que representa otros efectos del parámetro de orden superior tales como las interacciones entre ellos. Para evitar la posible cancelación de los efectos de signo contrario, Campolongo et al. (2007) propone utilizar los valores absolutos de los efectos elementales (μ*) en lugar de μ. Representando gráficamente μ* frente a σ, se seleccionaron como parámetros importantes aquellos que se encuentran más alejados del origen. De acuerdo con estos resultados (no mostrados), el número de parámetros identificados como importantes se redujo de 32 a 24, donde cabe destacar que K_c y S_{max} y tienen una fuerte influencia en la simulación de la percolación (*D*). Estos dos parámetros junto con K_d y k_{nitri} son los que principalmente afectan a la lixiviación de N (*NLCH*). La absorción de N por el cultivo de maíz (*NUPTK*) está controlada principalmente por N_{max} y en menor grado por k_{lit}. Los parámetros que más afectan al promedio de concentración de N lixiviado (*NLCH/D*) son k_{nitri} y K_d. En todos los casos y para la mayoría de los parámetros, σ es considerablemente menor que μ* lo que indica que la sensibilidad como consecuencia de interacciones entre parámetros es pequeña y por tanto, son los efectos directos del parámetro de entrada los que condicionan la variabilidad en las predicciones sobre las salidas del modelo. Para el subconjunto de esos 24 parámetros se genera una matriz de valores pseudoaleatorios para realizar N= 500 (24 + 2) = 13000 simulaciones, con cuyos resultados se construyen las PDFs de las variables de interés. Los ocho parámetros descartados fueron θ_s (CCC y SCC), α (CCC01), *n* (CCC01), *n* (CCC02), K_s (CCC01), ρ_b, k_{denit} y f_h.

3.2.- Análisis global de incertidumbre sobre las predicciones del balance de agua y de nitrógeno

Componentes del balance hidrológico

Para ilustrar gráficamente la incertidumbre asociada a las predicciones obtenidas de las variables de interés seleccionadas, se construyeron las PDFs/CDFs (a partir de los resultados de las 13000 simulaciones realizadas). Las estadísticas de análisis de incertidumbre de estas variables se presentan en la Tabla 2. De forma similar a los resultados obtenidos por Muñoz-Carpena et al. (2008), los valores más frecuentes en las PDFs (la moda en la Tabla 2) indican que la utilización del cultivo de cubierta produjo pequeñas reducciones en la percolación (*D*). Con respecto a las entradas de agua totales (671 mm para el Periodo 1 ó 695 mm para el Periodo 2), la probabilidad de que haya percolado más del 60% de la lluvia + riego, es de >98% para el Periodo 1 independiente del uso de cultivo de cubierta o no. Durante el Periodo 2, esta probabilidad queda reducida al 46% y 35% en las parcelas SCC y CCC, respectivamente (Fig. 2a). En la Tabla 2 se incluyen también las predicciones que realiza el modelo WAVE sobre la evapotranspiración real del maíz (ET_a) y el cambio en el contenido de agua del suelo. Con respecto a ET_a, ésta fue mayor en las parcelas CCC que en las SCC (8% para el Periodo 1, y 5% para el Periodo 2). Esto sugiere que después de cuatro años de rotación continua con el cultivo de cubierta, éste ha introducido cambios observables en el suelo que mejoran su retención de agua. Este efecto se manifiesta con mayor intensidad cuanto más limitante es el contenido de humedad de suelo para satisfacer la demanda hídrica del cultivo. Durante el Periodo 2, las condiciones limitantes de humedad de suelo fueron inferiores al haber sido las entradas totales de agua mayores (695 mm frente a 671 mm). El contenido de humedad al final de esta última campaña incrementó con respecto a la campaña anterior en un 84 y 112% para los tratamientos SCC y CCC, respectivamente. Por lo tanto, el cultivo de cubierta leguminoso produjo una mejora en las condiciones

físicas del suelo que se tradujeron en una reducción del flujo en la base del perfil, una mayor ET_a y mayor capacidad de retención de agua. Por último, cabe señalar que la percolación total, que alcanza el 60% de toda el agua de entrada en el suelo, puede ser consecuencia de un exceso de riego como un posible defecto recurrente en la gestión del agua en esta zona, en parte justificada por la capacidad de retención de agua relativamente baja de estos suelos y por su alta permeabilidad.

Tabla 2. Estadísticas del análisis de incertidumbre para de las PDFs de las salidas del modelo.

Variable de interés	Periodo 1			Periodo 2		
	SCC	CCC	$\%\Delta_{SCC\rightarrow CCC}$	SCC	CCC	$\%\Delta_{SCC\rightarrow CCC}$
Percolación, *D* (mm)	493 [414 - 535]	461 [403 - 521]	-7%	417 [334 - 485]	408 [331 - 469]	-2%
Evapotranspiración actual, ET_a (mm)	272 [194 - 324]	286 [231 - 354]	8%	286 [217 - 367]	302 [218 - 349]	5%
Variación en el contenido de humedad (mm)	-62 [-79 – -47]	-83 [-100 – -69]	25%	-10 [-34 – 18]	10 [-14 – 35]	200%
Absorción de N, *NUPTK* (kg ha^{-1})	163 [134 - 202]	194 [151 - 224]	16%	199 [154 - 226]	208 [157 - 235]	4%
Lixiviación de N, *NLCH* (kg ha^{-1})	51 [35 - 107]	52 [33 - 122]	2%	58 [41 - 134]	78 [47 - 158]	26%
Promedio [N] lixiviado, *NLCH/D* (mg L^{-1})	11 [8 - 22]	11 [7 - 26]	0%	17 [11 - 31]	23 [12 - 37]	26%

Los periodos de simulación fueron desde 25 noviembre de 2001 hasta 31 marzo de 2002 (Periodo 1) y desde 1 de diciembre de 2002 hasta 31 marzo 2003 (Periodo 2). Se indica la moda (valor más frecuente) y el intervalo de confianza para el 95%, representado por la franja de valores comprendida entre los percentiles 2.5% y 97.5% de la CDF. $\%\Delta_{SCC\rightarrow CCC}$ indica las diferencias (%) en la moda de las parcelas CCC con respecto de las SCC.

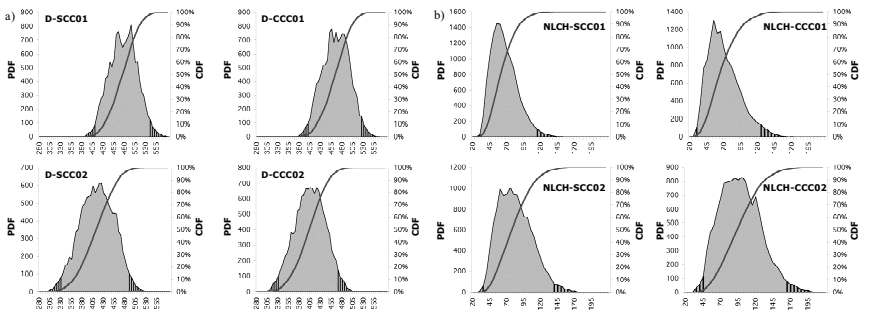


Figura 2. Incertidumbre global generada con 13000 simulaciones, para la predicción de percolación, *D* (mm) y nitrógeno lixiviado, *NLCH* (kg ha^{-1}) en las parcelas CCC y SCC para ambos periodos: (SCC01, CCC01, SCC02, y CCC02). El eje vertical izquierdo indica las unidades de la PDF y el derecho las de la CDF. El área no rayada representa la región de confianza para un 95%.

Balance de nitrógeno y su lixiviación

En la Tabla 2 se han incluido también las estadísticas del análisis de incertidumbre correspondientes a algunas de las componentes del balance de N simuladas por el modelo WAVE. La lixiviación del N como consecuencia del cultivo de maíz de invierno depende de varios factores como son la cantidad de fertilizantes inorgánicos y orgánicos utilizados, el contenido de N orgánico del suelo, la absorción de N por las raíces, las transformaciones de las diferentes especies de N en el suelo en nitrato. La absorción de N por la planta fue mayor en las parcelas CCC que en las SCC durante ambos periodos (Tabla 2), aunque esta diferencia es más grande durante el Periodo 1 que en el Periodo 2 (16% frente a 4%). A partir de las PDFs se deduce también que la probabilidad de que la absorción sea ≥155 kg ha^{-1} es del 75%, 96%, 97% y 98% para cada uno de los escenarios simulados (SCC01, CCC01, SCC02, CCC02), respectivamente. Las estimaciones de lixiviación de N (*NLCH*) muestran diferencias entre ambos tratamientos siendo éstas superiores en el Periodo 2 (26% frente a 2%) (Tabla 2). Las correspondientes PDFs (Fig. 2b) muestran un sesgo positivo y, para el Periodo 1, se observa un gran solape en

las PDFs de las parcelas SCC y CCC. Se desprende que, con un 70% de probabilidad, la cantidad anual de N lixiviado es ≥52 kg ha^{-1} (en torno al 20% del N aplicado). Sin embargo, en el Periodo 2, las PDFs de las parcelas SCC y CCC son diferentes, de tal forma que la probabilidad de superar lixiviados *NLCH* = 52 kg ha^{-1} es del 87% y 95% para SCC y CCC, respectivamente. Expresando los lixiviados de N por unidad de flujo que percola (*NLCH/D*), los valores son >11 mg L^{-1} en todos los casos (Tabla 2), aunque su probabilidad de excedencia está alrededor de 70% para el Periodo 1 y es superior al 97% para el Periodo 2. Las diferencias entre parcelas SCC y CCC sólo se observan para el Periodo 2 (17 mg L^{-1} frente a 23 mg L^{-1}) lo que supone una variación del 26%.

4. CONCLUSIONES

Los análisis de sensibilidad e incertidumbre realizados con técnicas estadísticas globales aplicados a la simulación de los balances de agua y nitrógeno en la zona no saturada del suelo fueron útiles para evaluar el impacto del maíz dulce de invierno en la calidad del agua subterránea, así como para determinar la efectividad del uso de un cultivo de cubierta leguminoso estival en la reducción de dicho impacto, bajo las condiciones subtropicales del sur de Florida. Con el uso del cultivo de cubierta la probabilidad de que el 60% de las entradas de agua a la zona no saturada se pierda por percolación es del 35% frente a una probabilidad del 46% cuando no se utiliza cultivo de cubierta. Sin embargo, el uso del cultivo de cubierta incrementa la probabilidad de superar lixiviados de N de 52 kg ha^{-1} (87% frente a 95%). Con respecto a la concentración del lixiviado se observó que la probabilidad de exceder el límite regulatorio de 11 mg L^{-1} aumento desde aproximadamente 70% de los casos en el Periodo 1 hasta >97% de los casos en el Periodo 2 debido a diferencias en el balance de agua entre los dos años. Al final del periodo estudiado se puede concluir que el uso del cultivo de cubierta contribuyó a la reducción del flujo hacia el acuífero. Sin embargo, también produjo un aumento de lixiviación de N, como consecuencia del aumento del contenido de N del suelo por el efecto del cultivo de cubierta y por no haber reducido la fertilización nitrogenada durante el cultivo de maíz de invierno.

Agradecimientos: Los autores agradecen a M. Gutiérrez, M. Hubbard y T.T. Dispenza (TREC) su colaboración en los trabajos de campo. Este estudio ha sido financiado por la Universidad de Florida, el Center for Natural Resources y el South Florida Water Management District. El maíz dulce se cultivó con semillas donadas por Novartis. A. Ritter agradece la cofinanciación del Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology – The case of physically based models. *J. Hydrol. 105*, 157-172.

Beven, K., 2006. On undermining the science? *Hydrol. Process. 20*, 1-6.

Campolongo, F., J. Cariboni, A. Saltelli, 2007. An effective screening design for sensitivity analysis of large models. *Environmental Modelling & Software 22*, 1509-1518.

Fish, J.E. y M. Stewart, 1991. *Hydrogeology of the surficial aquifer system, Dade County, Florida*. Water Resources Investigations Report no. 90-4108. U.S. Geological Survey. Tallahassee, Florida (EEUU).

Haan, C.T., 1989. Parametric uncertainty in hydrologic modeling. *Transactions of ASAE 32*, 132-146.

Knisel, W.G. y F.M. Davis, 1999. *GLEAMS version 3.0 User Manual*. Report SEWRL-WGK/FMD-050199. USDA-ARS-SEWRL: Tifton, Georgia (EEUU).

Li, Y.C., 1999. Sun Hemp – A new cover crop for South Florida. *Vegetarian 99*, 1-2.

Li, Y.C., H.H. Bryan, W. Klassen, M. Lamberts y T. Olczyk, 2002. Sweet Corn Production in Miami-Dade County, Florida . *Fact Sheet* HS-862. Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida. http://edis.ifas.ufl.edu/TR013 (último acceso abril, 2009).

Luis, S.J. y D. McLaughlin, 1992. A stochastic approach to model validation. *Adv. Water Resour. 15*, 15-32.

McKay, M.D. 1995. Evaluating prediction uncertainty. *NUREG/CR-6311*. U.S. Nuclear Regulatory Commission and Los Alamos National Laboratory.

Morgan, M.G. y M. Henrion, 1992. *Uncertainty: A Guide to Dealing with Uncertainty in Quantitative Risk and Policy Analysis*. Cambridge University Press. Cambridge.

Morris, M.D., 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometric 33*, 161-174.

Muñoz-Carpena, R., Z. Zajac y Y.-M. Kuo, 2007. Evaluation of water quality models through global sensitivity and uncertainty analyses techniques: application to the vegetative filter strip model VFSMOD-W. *Transactions of ASABE 50*, 1719-1732.

Muñoz-Carpena, R., A. Ritter, D.D. Bosch, B. Schaffer y T.L. Potter, 2008. Summer cover crop impacts on soil percolation and nitrogen leaching from a winter corn field. *Agric. Water Manage 95*, 633-644.

Saltelli, A., S. Tarantola, F. Campolongo y M. Ratto, 2004. *Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to assessing Scientific Models*. John Wiley & Sons, Chichester.

Saltelli, A., M. Ratto, S. Tarantola y F. Campolongo, 2005. Sensitivity analysis for chemical models. *Chem Rev. 105*, 2811-2827.

Shirmohammadi, A., I. Chaubey, R. D. Harmel, D.D. Bosch, R. Muñoz-Carpena, C. Dharmasri, A. Sexton, M. Arabi, M. L. Wolfe, J. Frankenberger, C. Graff y T. M. Sohrabi, 2006. Uncertainty in TMDL models. *Transactions of ASABE 49*, 1033-1049.

Truss, S., M. Grasmueck, S. Vega y D.A. Viggiano, 2007. Imaging rainfall drainage within the Miami oolitic limestone using high-resolution time-lapse GPR. *Water Resour. Res. 43*, W03405.1-W03405.15.

Vanclooster M., P. Viaene, J. Diels y K. Cristianes, 1996. WAVE: A mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. Reference and user's manual (release 2.0), Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.

Wang, Q., H. Bryan, W. Klassen, Y.C. Li, M. Codillo y A. Abdul-Baki, 2002. Improved tomato production with summer cover crops and reduced irrigation rates. *Proc. Fla. State Hort. Soc. 115*, 202-207.

COMPORTAMIENTO DEL BALANCE DE ENERGÍA EN UN CULTIVO DE *Avena sativa* L.

Raúl Rivas[1, 2] , Dora Ocampo[1, 2]

[1]Instituto de Hidrología de Llanuras, Pinto 399, B7000GHG, Tandil. Buenos Aires – Argentina
[2]Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires – CIC
Correo electrónico: rrivas@rec.unicen.edu.ar, www.ihlla.org.ar

Palabras clave: Balance de energía, transpiración, Avena sativa L.

RESUMEN. *Se analiza el comportamiento de los términos de la ecuación de balance de energía (BE) en un cultivo de Avena sativa L., en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. A partir de medidas locales de radiación de onda corta y larga (entrante y saliente a la superficie), flujo de calor en el suelo, velocidad de viento, humedad de suelo a 10 y 20 cm de profundidad y precipitación, se realizan BE diarios para situaciones de máxima y mínima humedad en los primeros 20 cm de suelo. Los resultados muestran que en situación de mínima humedad, la energía se reparte de diferente forma en los términos del BE y en los momentos de máxima humedad de suelo, la mayor proporción de la radiación neta es empleada en los flujos de transferencia de calor.*

ABSTRACT. *The behavior of the terms of the energy balance equation (BE) is analyzed in a crop of Avena sativa L. in the center of the province of Buenos Aires, Argentina. Beginning of local short-wave radiation and long (downnward and upward to the surface), heat flux in the soil, wind speed, soil moisture at 10 and 20 cm depth and precipitation, realized been BE are situations daily maximum and minimum moisture in the first 20 cm of soil. The results show that at least moisture, the energy is distributed differently in terms of BE, and at times of maximum soil moisture, the higher proportion of the net radiation is used in the flow of heat transfer.*

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la ecuación de balance de energía (BE) de la superficie permite comprender los flujos de masa y energía en cualquier sistema físico y biológico (Monteith y Unsworth, 1990). A partir de ésta se conoce la forma en que se distribuye la radiación neta (Rn), entre el flujo de calor latente (LE), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor en el suelo (G). La Rn constituye la energía disponible para el desarrollo de los procesos a nivel de superficie (Brutsaert, 1984) y es la variable de entrada que modela el sistema suelo-planta-atmósfera. El LE comprende la energía empleada en el proceso de Evapotranspiración y es considerado punto de partida de numerosos procesos físicos que tienen lugar en la atmósfera (Sánchez Tomás, 2005). En cuanto al H, este corresponde a la energía empleada en la variación de la temperatura entre la superficie observada y el aire. Y por último, el flujo de calor en el suelo (G), que corresponde a la energía empleada para la conducción del calor en el suelo. En este sentido, la incumbencia de cada uno de los términos en el análisis de la ecuación de BE y un conocimiento general del mismo, es esencial en estudios de carácter científico-tecnológico, en la planificación y gestión de los recursos naturales: agua y vegetación, en estudios del clima, entre otras aplicaciones. En el presente trabajo se analiza el comportamiento de los términos que comprenden el BE, donde el LE representa la energía empleada en el proceso de transpiración desde la vegetación, es decir, el movimiento vertical del agua hacia la atmósfera desde las raíces, tallos y hojas de las plantas (Rivas, 2004), y donde el comportamiento del resto de los términos determina como se ha distribuido la energía no utilizada en el proceso de transferencia de calor latente. En este marco, el objetivo del trabajo es evaluar el comportamiento de los términos del BE en una parcela experimental cubierta con una pastura de invierno (*Avena sativa* L*)* y realizar BE diarios para situaciones de máxima y mínima humedad en los primeros 20 cm de suelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Área de estudio

A partir de datos locales obtenidos de estaciones meteorológicas es posible conocer el BE de un sistema. En el presente estudio, las medidas locales se han realizado a partir de dos estaciones, una estación de BE situada sobre una parcela cultivada con avena y la otra ubicada en un predio delimitado en la misma parcela (Figura 1). Ambas estaciones toman las lecturas de los datos cada 15 minutos, y se encuentran instaladas en el campus de Tandil de la Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires (37.32º S, 59.08º W, altitud 214 m), al sur de la capital Argentina.

La primera está compuesta por un sensor Campbell Scientific CNR1, un sensor de flujo de calor en el suelo (G) Campbell Scientific HFT3, un sensor de velocidad de viento y un sensor de humedad de suelo (Hs) a 10 cm de profundidad. El sensor CNR1 discrimina la radiación de onda corta (0,305 - 2,800 µm) entrante (Rs↓) y saliente (Rs↑) y de onda larga (5-50 µm) entrante (Rl↓) y saliente (Rl↑) a la cubierta vegetal. El G es medido por el sensor HFT3 instalado a 7 cm de profundidad (Figura 1). La otra estación se compone de un conjunto de sensores conectados a un logger de 8 canales y de un pluviógrafo. Se destaca la presencia de un sensor Decagon Devices ECH_20 modelo EC-10 y EC-20, que registra medidas en milivoltios (mV) de la Hs a 10 y 20 cm de profundidad. Luego, a partir de ecuaciones específicas para el suelo, se convierten los mV a contenido volumétrico de agua (en %). Estos datos complementaron los registros obtenidos por la estación de BE.

El período de estudio abarcó desde la etapa de desarrollo de la avena, con cobertura efectiva completa hasta el comienzo de la madurez de la misma (siguiendo la clasificación de Allen et al. 1998). Este cultivo, de primavera y de invierno, es considerado de estación fría debido a que las mayores áreas de producción del mismo se localizan en los climas templados-fríos. Por esta razón se ha convertido en un forraje de importancia debido a que abastece de alimento en la época de mayor escasez.

La especie pertenece a la familia de las poáceas y es utilizada como alimento y como forraje para los animales. Es muy exigente en agua y por ello se adapta perfectamente a zonas de clima templado-frío y húmedo (Según la revisión sobre el cultivo, propuesta en el año 2004 por FAO). Su sistema radicular es el más extenso de todos los cereales y depende de varios factores: características del suelo, altura del nivel freático y precipitaciones durante la etapa de desarrollo, entre otras características. En consecuencia, las raíces pueden alcanzar hasta 1 m de profundidad, concentrándose su distribución en los primeros 25-30 cm. El suelo de la parcela constituye un arguidol típico, profundo, rico en materia orgánica y minerales (arcillas). En la Figura 1 se observa el perfil del mismo con sus respectivos horizontes, desde Ap1 al C. En los primeros 25 cm se encuentran los horizontes con aptitud agrícola.

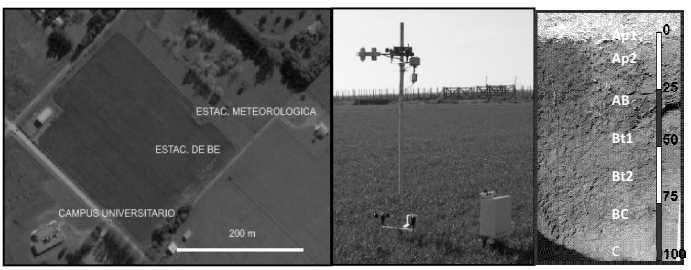


Figura 1. Ubicación de las estaciones meteorológicas en la parcela experimental; imagen de la estación de balance de energía (BE); y perfil del suelo *Arguidol típico* (escala en cm).

La siembra del cultivo se efectuó durante el mes de marzo de 2008. Días después se instala la estación de BE, cuando la avena cubría totalmente la superficie del suelo (etapa de desarrollo). A partir de la información disponible en las estaciones, se trabajaron datos del período comprendido entre los días 24 de abril y 22 de junio de 2008 (115 a 174 días julianos respectivamente). De ese total, el 23 % de los días (16) corresponde a días sin cobertura nubosa. En cuanto a las precipitaciones (P) medias anuales para el área de estudio, estas se aproximan a los 900 mm (según datos de la serie histórica 1973-2008, perteneciente a la estación Tandil Aerodromo). Para el periodo de análisis, las precipitaciones medias mensuales de los meses de abril, mayo y junio corresponden a 69; 63 y 35 mm respectivamente; contrariamente en la estación del campus se registraron 70 mm en el período, específicamente 0; 47 y 23 mm para cada mes en cuestión. Es decir, la P del período representa menos del 50 % de la P media. El total de las P se concentraron entre los días julianos 139 a 174.

2.2 La ecuación de balance de energía

El BE en la superficie describe la forma en que se distribuye la Rn, es decir, la energía disponible para el desarrollo de los procesos a nivel de superficie. La ecuación simplificada que conceptualiza el BE es la siguiente expresión (Brutsaert, 1984; Rivas y Caselles, 2004):

$$R_n + G + LE + H = 0 \quad (1)$$

donde R_n corresponde a la radiación neta, G al flujo de calor en el suelo, LE al flujo de calor latente y H al flujo de calor sensible. La unidad de trabajo es W m^{-2}.

Esta ecuación se sustenta bajo la hipótesis de no existir advección y despreciando la energía de fotosíntesis y otros procesos, por lo tanto, solo es aplicable a zonas extensas de vegetación homogénea. En ella se asume el modelo de una capa, donde se considera que la estructura de la vegetación a estudiar es única, sus características permanecen constantes en toda su extensión y todos los intercambios se dan entre esta y la atmósfera (Sánchez Tomás, 2005).

Para obtener las curvas de comportamiento diario de BE, se aplicó la ecuación 1. El valor del G corresponde a las medidas obtenidas por el sensor HFT3 y la Rn se ha estimado a partir de los datos de la CNR1 según la siguiente Ecuación (Rivas y Caselles, 2003):

$$R_n = \left(R_{ns} - R_{nl}\right) \quad (2)$$

De la cual se desprenden las Ecuaciones 3 y 4 (Rivas et al. 2008):

$$R_{ns} = \left(Rs_{\downarrow} - Rs_{\uparrow}\right) \quad (3)$$

$$R_{nl} = \left(Rl_{\downarrow} - Rl_{\uparrow}\right) \quad (4)$$

donde R_n es la radiación neta, Rns es la radiación neta de onda corta, Rs ↓ es la radiación de onda corta entrante, Rs ↑ es la radiación de onda corta saliente, Rnl es la radiación neta de onda larga, Rl ↓ es la radiación de onda larga entrante y Rl ↑ es la radiación de onda larga saliente. Los valores de Rl ↓ y Rl ↑ han sido corregidos de los efectos debidos a la temperatura interna del sensor.

La estimación del H y del LE generalmente es más complicada. La bibliografía muestra que una forma de determinar LE es como residuo de la ecuación simplificada del BE (Ecuación 1), mientras que el cálculo del H es más complejo y difícil. Generalmente, su estimación puede ser lograda a partir de ecuaciones y modelos determinados (Kustas et al. 2003; Rivas y Caselles, 2004; Wang et al. 2006). En este trabajo la metodología propuesta para estimar el H, considera la relación existente entre los flujos energéticos instantáneos y diarios. De esta relación se desprende la Ecuación 5 que permite el cálculo de H (Wassennar et al. 2002; Sánchez Tomás, 2005):

$$\frac{H_d}{R_{nd}} = \frac{H_i}{R_{ni}} \tag{5}$$

donde d indica el valor diario, i el valor instantáneo

Paralelamente, se ha determinado la Fracción Evaporativa del Suelo (FE), a partir de la medida de humedad en los primeros 20 cm. La estimación de este factor permite conocer el agua disponible en el sistema para que se produzca el proceso de LE.

$$FE = \frac{(Hs_d - Hs_{min})}{(Hs_{max} - Hs_{min})} \tag{6}$$

donde Hs_d es la humedad de suelo a escala diaria, Hs_{min} es la humedad mínima de suelo, Hs_{max} es la humedad máxima de suelo

El valor de FE ha sido utilizado como indicador de la actividad fotosintética y proporciona información cualicuantitativa del LE. Según un registro histórico de la estación meteorológica, los valores mínimos y máximos de Hs empleados en la Ecuación 6, corresponden a 29 y 0.03 % respectivamente.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 2 muestra el comportamiento de la P, de la Hs y del viento (U2) para el período de ensayo, según datos de las estaciones. Se observa que en la primera parte del período en estudio (115-138 días julianos) se presentan condiciones de mínima humedad de suelo, con valores inferiores al 5 %. En la segunda parte del período (139-174 días julianos), se observan condiciones distintas, debido a eventos de precipitación. Como consecuencia, se presenta un comportamiento diferente de la Hs, con valores mínimos de 20 % y valores máximos de hasta 29 %. La máxima precipitación se registró el día 139, alcanzando los 33 mm. En los días siguientes, las precipitaciones no superaron los 10 mm, sin embargo, fueron suficientes para que el sistema permaneciera en condiciones óptimas de humedad. Es importante indicar que el suelo durante el período analizado no ha alcanzado mínimos, si en cambio, valores máximos de Hs, según el registro histórico.

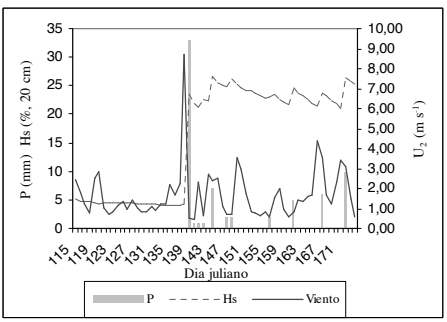


Figura 2. Comportamiento de las precipitaciones, humedad de suelo y velocidad de viento durante el período de estudio.

Las Figuras 3 a 8 representan 6 días con sus respectivos BE diarios correspondientes a días sin cobertura nubosa. En las Figuras 3, 4 y 5 se muestran BE diarios para la primera parte del período de estudio. En cada uno se muestra el comportamiento de la Rn, del LE, del G y del H. Se observa que la Rn máxima ocurre a las 13 h,

siendo los valores máximos próximos a 327 W m^{-2}. Se destaca que la mayor parte de la energía aportada por Rn es empleada en el H (93 %). Distinto sucede con el G y el LE que representan una proporción menor de la Rn. El G representa entre el 5-6 % de la Rn. En cuanto al valor medio de la transferencia de calor latente para los tres días, este es de 0.6 W m^{-2}, que convertidos a mm de agua evaporada corresponden a 0.02 mm $día^{-1}$, por lo tanto, el proceso de transferencia de LE es mínimo. Desde el día 133 al día 135 aumenta tanto el G y el H en proporción a la Rn, contrario a lo que ocurre con LE, que disminuye significativamente. Este aumento de H puede relacionarse a un aumento de U_2 registrado para esos días (Figura 2). El comportamiento general del sistema continúa con las mismas características hasta la ocurrencia de precipitaciones, donde a partir de ese momento las condiciones cambian significativamente.

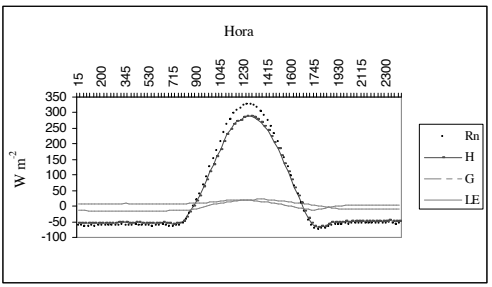


Figura 3. BE para el día juliano 133 (12 de mayo de 2008)

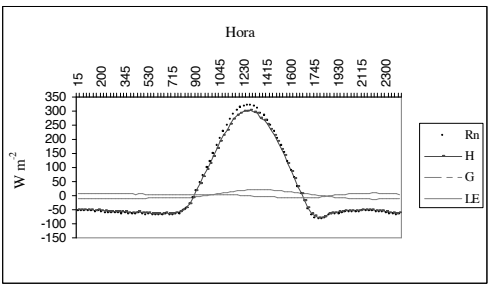


Figura 4. BE para el día juliano 134 (13 de mayo de 2008)

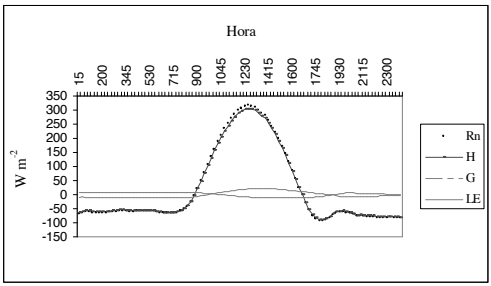


Figura 5. BE para el día juliano 135 (14 de mayo de 2008)

En las Figuras 6, 7 y 8 se presentan los BE diarios en la segunda parte del período de estudio (días 158, 164 y 165). Los valores máximos de la Rn se presentan a las 13 h y son próximos a 267 W m^{-2}. Se observa que la energía aportada al sistema se reparte de diferente manera con respecto al periodo anterior. La Rn máxima es menor al periodo anterior, en donde la energía del sistema en buena proporción proveniente de la Rn, se utiliza en el proceso de LE (42 %), una elevada proporción en H (57 %) y una mínima cantidad en G (1 %). El aumento de LE, se vincula a la Hs presente en el sistema. El análisis de Hs muestra valores de la FE elevados (mayores a 0,80), mientras que para el período anterior, este factor era despreciable (0,006). Estas condiciones, sumadas al estado fenológico del cultivo de avena, hacen que el LE adquiera un papel de mayor importancia.

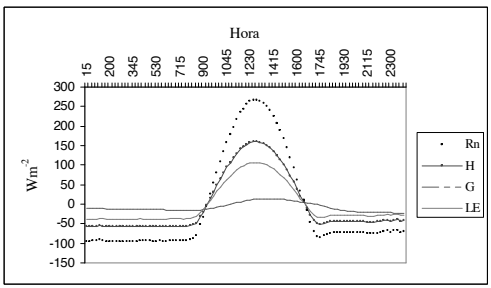


Figura 6. BE para el día juliano 158 (6 de junio de 2008)

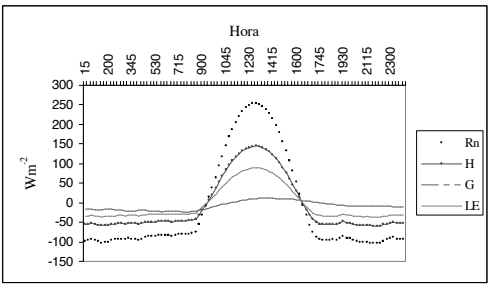


Figura 7. BE para el día juliano 164 (12 de junio de 2008)

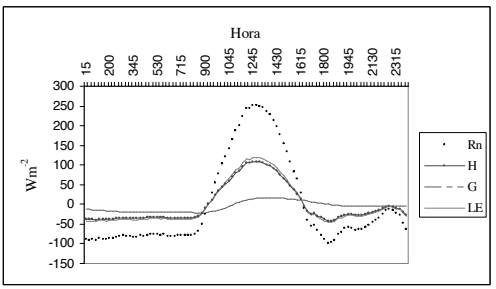


Figura 8. BE para el día juliano 165 (13 de junio de 2008)

Con respecto al G, este ha disminuido en un 39 % respecto al período anterior (Figura 9). Esta situación puede atribuirse al efecto generado por la alta proporción de vegetación, producto del estado fenológico del cultivo. En esta parte del periodo, la vegetación cubre totalmente la superficie del suelo, haciendo que la energía se utilice en mayor grado en el proceso de transferencia de calor latente y sensible, y no en calentar el suelo.

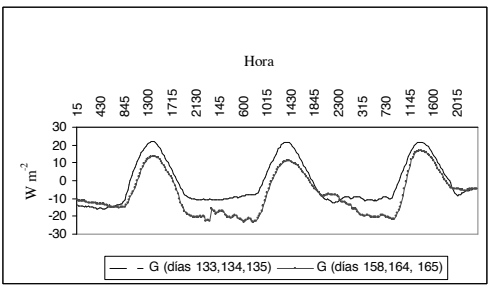


Figura 9. Comportamiento diario de G en situación de mínima y máxima Hs

4. CONCLUSIONES

Los resultados de este trabajo muestran la utilidad de los Balances de energía diarios en los sistemas suelo-planta-atmósfera, permitiendo principalmente conocer como se reparte la Radiación neta y como varía la proporción de esta variable empleada en el Flujo de calor sensible, el Flujo de calor latente y el Flujo de calor en el suelo. En este caso, se logra conocer el Balance energético de la *Avena sativa* L., cultivo que posee las mayores áreas de producción localizadas en los climas templados-fríos. Se ha analizado el comportamiento del Balance de energía del cultivo según la proximidad de este a dos periodos bien diferenciados: mínima y máxima disponibilidad de agua. Se ha observado que el valor del Flujo de calor latente, a partir de la ecuación de Balance de energía, sigue un comportamiento diferente. En el primer periodo, donde se presentan condiciones de mínima, la energía se reparte de diferente forma en los términos del Balance de energía, donde el Flujo de calor latente y Flujo de calor en el suelo son prácticamente despreciables en proporción a la Radiación neta. En el segundo periodo, donde se registran condiciones de máxima humedad de suelo, la mayor proporción de la Radiación neta es empleada en el Flujo de calor sensible y en el Flujo de calor latente. Para el caso específico del Flujo de calor latente, se observa su dependencia a la disponibilidad de agua en el sistema. Otro aporte del estudio es que permite detectar diferencias en el comportamiento del Flujo de calor en el suelo (considerado nulo a escala diaria en la mayor parte de los trabajos de estimación de Flujo de calor latente) atribuidas en este caso a la alta proporción de cobertura vegetal. Este estudio, además, permite entender como repercuten sobre el BE (en particular sobre el LE) las variables ambientales (como precipitación), y los factores fisiológicos (principalmente desarrollo de la vegetación).

Agradecimientos. Los autores agradecen a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Argentina y a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT PICTO 22825).

REFERENCIAS

Allen, R.G.; L. S. Pereira; R. Dirk; and S. Martin. 1998. FAO Irrigation and Drainage. Paper Nº 56. Crop Evapotranspiration.

Brutsaert, W.1984. Evaporation into the Amosphere. Theory, history and appplications. Reidel Publishing Company. Dordrecht, Holland. 1-10, 129-133.

Kustas, W.P.; G.R. Diak and M.S. Moran. 2003. Evapotranspiration, Remote Sensing of. Encyclopedia of Water Science pp 267 – 274. Marcel Dekker, Inc., New York.

Monteith, J.L. and M. Unsworth. 1990. Principles of Environmental Physics. Edgard Arnold, London, second edition. 71-79.

Rivas, R. 2004. Propuesta de un Modelo operativo para la estimación de la Evapotranspiración. Tesis Doctoral. Universidad de Valencia. 13-32.

Rivas, R. and V. Caselles. 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing based surface temperature and local meteorological data. Remote Sensing of Environment 93: 68-76.

Rivas, R. y V. Caselles. 2003. La Ecuación de Penman- Moteith para su uso en Teledetección. Revista de Teledetección. Nº 20, 65-72.

Rivas, R; J. Schimrbeck y D. Ocampo. 2008. Estimación del Flujo de Calor Latente a partir de un Modelo de una Capa en una parcela mixta. XII Reunión Argentina de Agrometeorología, 8 al 10 de octubre de 2008. San Salvador de Jujuy – Argentina.

Sánchez Tomás, J. M. 2005. Estimación de la Evapotranspiración en Áreas de cobertura parcial: Aplicación a zonas FIFE y SIFLEX. Universitat de Valencia, Facultat de Física- Departamento de Termodinámica. 3-15.

Suttie, J.M. and Reynolds, S. G. (Editores). 2004. Fodder oats: a world overview. Plant producción and proteccion. Serie Nº 33. FAO

Wang K.,Li, Z., Cribb, M. 2006. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and ndvi: a new method to determine the Priestley–Taylor parameter. Remote Sensing of Environment 102:293-305.

Wassennar, T.; Olioso, A.; Hasager, C.; Jacob. F. and Chehbouni, A. Estimation of Evapotrasnpiration on heterogeneous pixels.En recent Advances in Quantitative Remote Sensing, proceedings of the first International Syposium. Editor: J.A. Sobrino. 458-465.

HYSTERETIC BEHAVIOUR OF THE SOIL THERMAL PROPERTIES BASED ON WETTING AND DRYING CYCLES

Carles M. Rubio[1,2]*, Douglas R. Cobos[3], Ramon Josa[1] y Francesc Ferrer[2]

1: Departamento de Ingenieria Agroalimentaria y Biotecnología
Universidad Politécnica de Catalunya
Av. Canal Olímpic 15, 08860 Castelldefels
e-mail: carles.rubio@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu
e-mail: carles@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com
e-mail: ramon.josa@upc.edu, web: https://www.deab.upc.edu

2: Departamento de Biofísica Ambiental y Suelos
Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting
Ferran Catòlic 3, 25200 Cervera
e-mail:francesc@lab-ferrer.com, web: http://www.lab-ferrer.com

3: Decagon Devices, Inc.
2365 NE Hopkins Court, (WA, USA)
e-mail: doug@decagon.com, web: http://www.decagon.com

Palabras clave: water content, silt loam soil, dual needle sensor, heat pulse method

RESUMEN. *El objetivo de este trabajo es explorar la influencia del comportamiento histerético en el transporte de calor, estudiando las propiedades térmicas de un suelo franco limoso en condiciones de laboratorio. Para ello, se utilizó un sensor térmico de doble aguja. Para la caracterización hidrodinámica se utilizaron minitensiometros y sondas de FDR, y un WP-4 para caracterizar la zona más seca de la curva. Las propiedades térmicas mostraron una relación lineal con los contenidos hídricos. Se observó un modelo de histéresis espacio-temporal, en términos de propiedades térmicas. Este comportamiento histerético podría estar relacionado con factores como los diferentes grados de saturación, los cambios en la temperatura y su influencia en el transporte de calor, y la geometría de la lámina de agua alrededor de las partículas.*

ABSTRACT. *The aim of this research is to explore the influence of hysteresis on heat transport in soils under experimental laboratory conditions. Soil thermal properties were determined using a dual-needle sensor. To characterize [$\theta(\psi)$] function minitensiometers, WP-4 Dewpoint potentiameter, and FDR probes were used. Cv and λ showed positive linear correlation with soil volumetric water content. The divergences in α values could be explained by relationship between water content and porous media diameter, and the spatial interaction between heat transfer and soil moisture. A spatial-temporal hysteresis pattern was observed in thermal properties. Hysteretic behavior could be related with factors as: degree of saturation, the influence of temperature difference on the heat transport, and the geometry of the water layer around the particle.*

1. INTRODUCTION

Characterization soil physical data are required in many field and laboratory experiments. Some kinds of data are related with thermal properties and heat transport. Thermal properties in soils are: the thermal conductivity (λ, $W \cdot m^{-1} \cdot C^{-1}$), the soil volumetric heat capacity (C_v, $MJ \cdot m^{-3} \cdot C^{-1}$), and the thermal diffusivity (α, $mm^2 \cdot s^{-1}$), combining both describes the rate of transmission of temperature change within the soil (Shiozawa and Campbell, 1990; Bristow et al., 1994).

Soil thermal properties are influenced, among other variables, by particle size distribution, volumetric water content and bulk density. The particle size and its distribution also have an effect on the manner in which the moisture is held (Singh and Devid, 2000). Soil water content has an important role in determining soil thermal properties, due to the conduction through soil is largely electrolytic (Van Rooyen and Winterkorn, 1957). Other soil physical properties have a lesser effect, whether it is compared with the water content effect (Al Nakshabandi and Kohnke, 1965), and bulk density.

On the other hand, in laboratory conditions thermal properties largely should be influenced for drying and wetting processes driven by water potential differences, being the relationship between water potential and water content a consequence of wetting and drying history (Hillel, 1980). This effect of a non-unique water-retention curve, i.e. the soil water hysteresis, is relevant for the gas-phase continuity, which influence on soil thermal properties. The hysteresis phenomenon has been well documented in the literature beginning with the work of Haines (1930), and followed by other authors, such as Philip (1964); Poulovassilis and Childs (1971), Kutilek and Nielsen (1994), and Bristow (1998) who related thermal properties with water potentials.

The purpose of this research is to explore the influence of hysteresis as one of the decisive factors in causing differences on heat transport. Thus, the aim of our work is divided in two different directions; (i) to measure and to analyze soil thermal and hydrodynamic properties, and (ii) to explore the impacts of hysteresis on soil thermal properties under experimentally

2. METHODOLOGY

A sampling plot was located in Can Solé Road, sited in the Llobregat delta plain (Northeast of Spain). The samples were obtained between the surface and 30 cm below the surface. Particle size distribution, bulk density, total organic carbon content, and calcium carbonate content were measured for each sample.

Measurements of thermal-hydrodynamic properties on soil columns constructed specifically for this experiment were made. Fig. 1 shows, the column device was developed using methyl methacrylate component (25 cm diameter, 35 cm large), with a inner slope of 3º. The slope allowed a well drainage of the gravitational water content, avoiding ponding. To obtain a correct wetting process from the bottom of the column, the device was connected to a separatory funnel. The instrument worked as a water deposit. To obtain a well-defined drying cycle, we used the communicating vessel principle.

The lower levels of the column were refilled with gravel (4 to 8 mm of diameter) and sand particle size (250 to 1000 μm). . Both layers were allowed to reach a necessary water level in the column, and a homogeneity wetting process of the sample, respectively. A separatory funnel provided a moderate water potential gradient into the soil column. Several sensors were placed for two different levels (a and b), and thus to control two different moisture scenarios.

An SH-1 small dual-needle sensor (Decagon Devices Inc.) was employed to determine thermal properties of the soil column. The SH-1 thermal sensor combined with KD2-Pro (Decagon Devices, Inc.) reader-logger used the heat pulse methodology to yield reliable and accurate soil α and λ estimations. C_v was determined from thermal conductivity and diffusivity data, following the expression:

$$C_v = \frac{\lambda}{\alpha} \tag{1}$$

To determine the volumetric water content (θ) and the water potential (ψ), the soil column was monitored with two EC-5 frequency domain probes (Decagon Devices Inc.) and two T-5 minitensiometer (UMS GmbH). The sensors were placed in pairs (one T5 and one EC5 at the same level) for two different levels (a and b). A Campbell Scientific CR-850 and Decagon Devices EM-50 data-loggers were used to collect the data. [$\theta(\psi)$] data from saturation to -83 kPa with minitensiometer (Vandervaere et al., 1997; Nahlawi et al., 2007) were measured. However, to measure the dry end of the water retention curve, a WP-4 device (Decagon Devices) was used (Brye, 2003; Thakur et al., 2005). Both data sets were used to estimate the water retention curve during the drying process.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The studied soil from Can Solé Road was classified as silt loam textural class (USDA), with a particle size distribution for silt content always higher than 60%, mean sand content about 34%, and mean clay content about 4%. Mean bulk density was 1.47 g·cm^{-3} and total porosity 45%. Mean total organic carbon content was about 3.1%, and mean calcium carbonate content was 40.3%.

A soil water retention curve (Fig. 2) was obtained by fitting the observed data to the Van Genuchten equation (1980). The water retention curve showed a volumetric water content close to saturation at approximately 0.45 cm^3·cm^{-3}. The values of water content for field capacity and permanent wilting point were 0.20 and 0.09 cm^3·cm^{-3}, respectively. The van Genuchten model fit the estimated water retention data to observed data with $r \cong 0.98$ and $p \leq 0.01$. Estimated water content values were in the range of the values found in the literature for these types of soils (Cameron, 1978; Gupta and Larson, 1979; Martínez-Fernández et al., 2003).

Soil wetting curves are presented in Fig. 3. The two curves showed a well-defined wetting process. For rising the capillarity between the a and b points (separated by 12 cm) were spent 40 hours, with large differences in the water content between both levels. When the probe a (upper level) started to increase the moisture values (from 0 initial) probe b presented values at about 35% of water content. These differences decreased to 20% when the probe b (lower level) reached saturation. At this point, both levels reached steady-state conditions. In terms of water potential, the observed data was -1.41 kPa for level a, and close to 0 kPa for level b. The temperature line indicates the daily temperature cycles for the observed period. Note that exists a slight decreasing on the soil temperature (between 260 to 340 hours of observation), this fact was due to a decrease in the room temperature. This involved a reduction of the temperature of the water content inside the column device, affecting to the evaporation demand.

Fig. 4 and 5, shows the influence of water content on the thermal properties for the soil sample using the level a dataset. The thermal dataset was obtained simultaneously with the wetting process in the soil sample..

Thermal conductivity (Fig. 4) and thermal diffusivity (Fig. 5) *versus* volumetric water content were directly observed data. However, the volumetric heat capacity (Fig. 6) as a relation of the function $\alpha(\lambda)$ was calculated. In Fig. 4, the positive relationship between the silt loam soil λ and water content (Singh and Devid, 2000), suggests that the most significant correlation when soil moisture was higher 20% vol·vol^{-1} ($r = 0.987$ $p \leq 0.01$). The largest increase in λ occurred during the wetting processes range. The thermal properties (λ and α), both showed a nearby steady-state scenario when the volumetric water content was close to 25% vol·vol^{-1}, assuming a constant slope (Nakshabandi and Kohnke, 1964; Bristow, 1998), being the water content at level b near to saturation (Hadas, 1974; Nobre and Thomson, 1993). Several time steps were evident during the wetting process where the soil moisture showed a slight decreasing (see grey line in Fig. 4), at these points the thermal conductivity values were different for the same water content data. This fact elucidates a small hysteretic behavior, related with the manner as the pore water content was drained and refilled again. Fig. 5, shows the relationship between thermal diffusivity as a function of water content for a silt loam soil. Thermal diffusivity and thermal conductivity showed a

similar behavior, also with a constant slope between 10% to 20% vol·vol^{-1} of water content, and steady-state conditions when soil moisture was over 20% vol·vol^{-1}. These different scenarios could be related to severe vapor transfer before to reach a high soil moisture, i.e. the fast increase of the α values between 10% and 20% vol·vol^{-1} of water content.

Variation of volumetric heat capacity for a silt loam soil as a function of water content is shown in Fig. 6. The results showed an increase of the volumetric heat capacity as soil moisture increased. C_v varied linearly with water contents among air-dried to 0.1 m^3·m^{-3}, which is consistent with equation (1). The slope of the curve is nearly the same as that obtained in Fig. 4 where the thermal conductivity curve was analyzed. Volumetric heat capacity did not increase uniformly with increasing water contents (Fig. 6). Initially, from 0.1 m^3·m^{-3} volumetric heat capacity increased rapidly, just that the contact among the particles was improved by the film water content (Abu-Hamdeh, 2003). However, the increase of the measurements was slower than expected.

In Fig. 7a, 7b and 7c, we show the wetting and drying cycles related to thermal properties data, which was observed for the studied soil (i.e., 34% sand, and 4% clay). All thermal properties in Fig. 7 were determined for the same spatial-temporal scenario. Good agreement, in general, existed between the thermal conductivity measurements and the soil hysteretic behavior (Fig. 7a), which was subject to drying and wetting cycles (Bristow, 1998; Bristow et al., 2001). Thermal conductivity measurements at the end of the wetting process showed a linear increase with the soil water contents. Whereas, during the drying cycle an unexpected reaction increased the values of the soil thermal conductivity. When the water in soil began to decrease, then the thermal conductivity started a rapid decrease, in parallel to the wetting process.

Differences in temperature fluxuation between the wetting and drying cycle confounded the data. A 12 degree Celsius change in the soil temperature (due to changes in room temperature) during the drying process controlled certain divergences in the thermal dynamic behavior, as is the case of the Fig. 7.

On the other hand, the temperature oscillation during the wetting process was negligible, maintaining steady-state conditions all times. Although, several studies carried out by De Vries (1963), Campbell and Jungbauer (1994), Campbell and Norman (1998) about the effects of the temperature on the thermal properties, maintain that in a moist soil at room temperature 10% to 20% of the total heat transport is as latent heat through the soil pores. This portion of the heat transport is strongly temperature dependent, roughly doubling for each 10°C temperature rise. Therefore, the variable temperature produced a small effect on the thermal conductivity when the temperature decreased 12ºC, such that the heat transport was reduced (see dot circles in Fig. 7a).

Fig. 7b and 7c show the influence of water content in volumetric heat capacity and thermal diffusivity, respectively. Volumetric heat capacity (Fig. 7b) presented a well-defined hysteresis process, and the variations of the temperature during the drying curve did not affect either cycle.

On the other hand, Fig. 7c showed the greatest differences between both moisture cycles. Thermal diffusivity increased as water content was increased in soil. Conversely, during the drying cycle, , the values of α showed a constant increase. The relationship between volumetric water content and porous media diameter as well as the spatial interaction between heat transfer and soil moisture may explain these divergences in α values.. The most significant factor is the thickness and geometry of the water layer around the particle (Al Nakshabandi and Kohnke, 1964), which determined the heat transfer in the system. λ and especially α values would depend highly on the manner in which the best conducting mineral particles were interconnected by the less conducting water phase, and were separated by the poorly conducting gas phase (Koorevaar et al., 1983). Therefore, the heat transport in the soil took place mainly through the narrow points of contact between the particles. The water around contact points formed very effective “bridges” for conduction of heat. However, a thin film formed around the soil particles during both processes, having different λ and α values for the same water content, such as were shown in Fig. 7a and 7c. Also, the variations in the volume of the air fraction (Oschner et al., 2001) explained much of the variation in thermal diffusivity data rather than other variables, just that in driest measures for this soil the relationship was not typically linear.

Although, we used dionized water to carry out the experiment, there could exists a slight influence of few dissolved solids on suction causing changes in surface tension of the water content during the drying process (Case and Welch, 1979). This would indicate differences among the film water around the particles. Also, the variations of the temperature would influence the rate of latent heat, yielding significant differences in the gas phase, and controlling the different scenarios which occurred in both cycles. Therefore, we could assume that the values of thermal properties varied according to the thermal state of the system.

4. CONCLUSIONS

A laboratory-scale study of heat flow and water was conducted in Technical University of Catalonia. Soil thermal properties and soil water contents were measured at two depths under different soil moisture regimes. A soil column device presented a well-defined soil wetting process, yielding an acceptable observed thermal and hydrodynamic data set. A slow capillary rise in the porous media favored a not collapse of the porosity by the air-entry, and therefore a direct contact between the thermal sensors and soil. Thus, the special design of the column device presented a higher effectiveness.

The experiment produced a unique and comprehensive data set useful for quantifying the spatial-temporal dynamics of λ, C_v and α based on several moisture levels. Thermal properties showed an acceptable relationship with water content, showing a linear relationship.

Analysis of soil thermal properties provided a complete picture of a spatial-temporal hysteresis pattern in soils. The influence of the hysteretic behavior on soil thermal properties, shown in Fig. 7a, 7b and 7c, was related with several important factors: degree of saturation, temperature changes and its influence on the heat transport, and the geometry of the water layer around the particle. Further research is planned for determining the effect of additional variables (e.g. the effects on compacting and water potential) on thermal hysteretic behavior.

Acknowledgements. This work was funded by the project HYDRUS-LAB (PTQ05-02-03451) from Ministerio de Ciencia e Innovación while carrying out this research. This research was funded by the Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting, Department of Research and Development. We thank the Ministerio de Ciencia e Innovación for the Torres Quevedo award to Dr. C. M. Rubio. Also we thank to Dr. G. S. Campbell and Dr. C. S. Campbell, both from Decagon Devices, Inc. for their help and for fruitful discussions.

REFERENCES

Abu-Hamdeh N.H. 2003. Thermal properties of soils as affected by density and water content. *Biosystems Engineering*, 86(1):97-102.

Al Nakshabandi G., Kohnke H. 1965. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. *Agricultural Meteorology*, 2: 271-279.

Bristow K.L., White R.D., Kluitenberg G.J. 1994. Comparison of single and dual probes for measuring soil thermal properties with transient heating. *Australian J. Soil Research*, 32: 447-464.

Bristow K.L. 1998. Measurement of thermal properties and water content of unsaturated sandy soil using dual-probe heat-pulse probes. *Agric. Forest. Meteorol.*, 89: 75–84.

Bristow K.L., Kluitenberg G.J., Goding, C.J. Fitzgerald T.S. 2001. A small multi-needle probe for measuring soil thermal properties, water content and electrical conductivity. *Computers and Electronics in Agriculture*, 31: 265-280.

Brye K.R. 2003. Long-term effects of cultivation on particle size and water-retention characteristics determined using wetting curves. *Soil Science*, 168, 7: 459-468.

Cameron D.R. 1978. Variability of soil WRC and predicted hydraulic conductivities on a small plot. *Soil Sci.,* 126, 6:364-371.

Case C.M.; Welch A. 1979. Pore size distribution, suction and hysteresis in unsaturated groundwater flow. *J. Hydrol.*, 43, 99-120.

Campbell G. S., Jungbauer Jr. J.D., Bidlake W.R., Hungerford R.D. 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.* 158:307-313.

Campbell G. S., Norman J. M. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*, 2nd Ed. Springer Verlag, New York.

DeVries D.A. 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (Editor), *Physics of plant environment*. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, pp. 210-235.

Gupta S.C., Larson W.E. 1979. Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.*, 15: 1633-1635.

Hadas A. 1974. Problems involved in measuring the soil thermal conductivity and diffusivity in a moist soil. *Agric. Meteorol.*, 13: 105-113.

Haines W. 1930. Studies in the physical properties of soil: V. The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. *J. Agric. Sci.* 20, 97–116.

Hillel D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, New York, 413 pp.

Koorevaar P., Menelik G., Dirksen C. 1983. *Elements of soil physics*. Develop. in soils science 13. Elsevier, New York, 230 p.

Kutilek M., Nielsen D.R. 1994. Soil hydrology. *Catena*, Cremlingen-Desdedt, Germany. 370 p.

Martínez-Fernández J., Ceballos Barbancho A., Casado Ledesma S., Morán Tejada C. 2003. Estabilidad temporal de la humedad edáfica bajo diferentes condiciones ambientales mediterráneas y de uso del suelo. In: J. Álvarez-Benedí, P. Marinero (Editors), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, 7: 77-82.

Nahlawi H., Bouazza A., Kodikara J. 2007. Surface water infiltration in a 1-dimensional soil-geotextile column. In: J. Ameratunga, B. Taylor & M . Patten, *Proceedings of the 10th Australia New Zealand Conference on Geomechanics*.

Nobre R.C.M., Thomson N.R. 1993. The effects of transient temperature gradients on soil moisture dynamics. *J. Hydrol.*, 152, 57-101.

Ochsner T.E., Horton R., Ren T. 2001. A new perspective on soil thermal properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65: 1641-1647.

Philip J.R. (1964): Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. *J. Geophys. Res.*, 69 , 8: 1553–1562.

Poulovassilis A., Childs E.C. 1971. The hysteresis of pore water: The non-independence of domains. *Soil Sci.,* 112, 301–312.

Shiozawa S., Campbell G.S. 1990. Soil thermal conductivity. *Remote Sensing Rev.*, 5: 301-310.

Singh D.N., Devid K. 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal Fluid Sci.*, 22: 133-143.

Thakur V.K.S., Sreedeep S., Singh D.N. 2005. Parameters affecting soil–water characteristic curves of fine-grained soils. *J. Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131, 4: 521-524.

Vandervaere J.P., Peugeot C., Vauclin M., Angulo Jaramillo R., Lebel T. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.*, 189: 203-223.

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.

Van Rooyen M., Winterkorn H.F. 1957. Theoretical and practical aspects of the thermal conductivity of soils and similar granular systems. US *Highway Research Board*, Bulletin 159: 58-135.

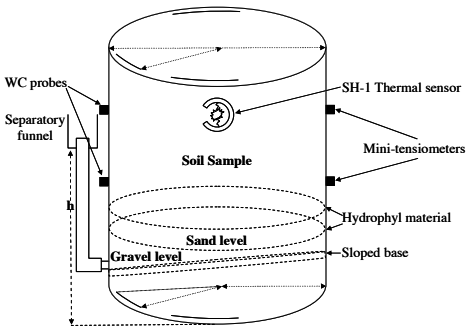


Figure 1. Soil column device scheme used to determine the soil thermal and hydrodynamic properties. WC = FDRs probes to measure water content, h = distance (cm) of the height of displacement of the separatory funnel, SH-1 = thermal sensor to measure thermal properties.

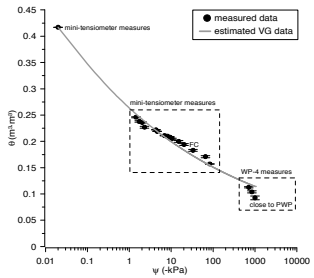


Figure 2. Estimate soil water characteristic curve for the studied silt loam soil, observed values and ± standard error. FC = field capacity, PWP = permanent wilting point.

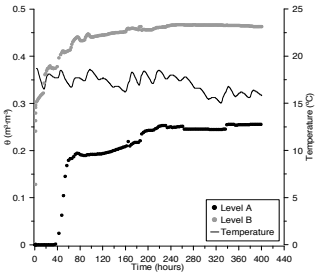


Figure 3. Soil wetting process and temperature daily cycle for the studied soil.

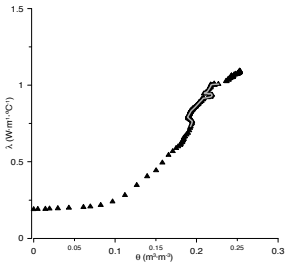


Figure 4. Relation between soil thermal conductivity (***λ***) and volumetric water content for wetting cycle. Grey line indicates time steps where the soil moisture showed a slight decreasing.

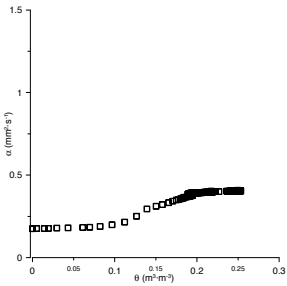


Figure 5. Relation between soil thermal diffusivity (***α***) and volumetric water content for wetting cycle.

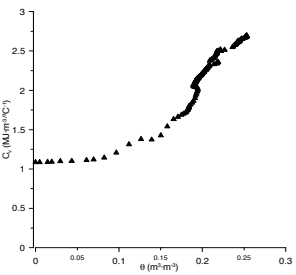


Figure 6. Relation between soil volumetric heat capacity (***C***$_v$) and volumetric water content for wetting cycle.

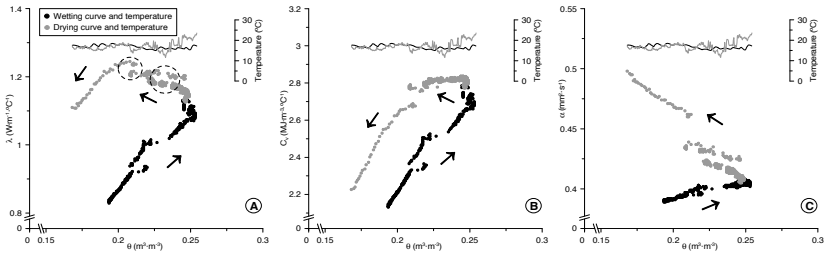


Figure. 7: Wetting and drying curves of the relationship between A: thermal conductivity, B: volumetric heat capacity, C: thermal diffusivity and volumetric water content. The lines are the temperature curves oscillation during both cycles (black corresponds to wet, grey corresponds to dry), the arrows show the direction of the process. In Fig. 7a the dot circles indicate the temperature oscillation during the wetting process.

ESTUDIO DE LA INFLUENCIA DE DIFERENTES PRÁCTICAS AGRARIAS DE MANEJO DEL SUELO, SOBRE LA TASA DE INFILTRACIÓN DE UN CALCISOL.

Antonio Sánchez Navarro[1]*, Arantzazu Blanco Bernardeau[2], Marina Fernández-Delgado Juarez. [2], María Eugenia Ramos Font[3] y Juan Antonio Sánchez Romero[4]

1,2: Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología
Facultad de Química
Universidad de Murcia
30100 Murcia
e-mail: antsanav@um.es, web: *www.um.es/edafologia*

3: Grupo de Pastos y Sistemas Silvopastorales Mediterráneos
Estación Experimental del Zaidín-CSIC
C/Profesor Albareda, 1.
18006 Granada
e-mail: eugenia.ramos@eez.csic.es

4: Departamento de Producción Vegetal
Escuela Politécnica Superior
La Cañada San Urbano
04120 Almería

Palabras clave: Infiltración, no laboreo, laboreo intensivo, redileo, permeabilidad.

RESUMEN. *Este trabajo recoge los resultados de infiltración obtenidos en un Calcisol, donde se ha efectuado un experimento con un diseño en split-plot con 4 grandes bloques, en el que se practicaron los tratamientos de cobertura siguientes: Redileo, Cubierta sembrada, Cubierta espontánea y Laboreo reducido. En cada tratamiento se han establecido seis subparcelas; tres pastoreadas en primavera y otras tres no lo fueron. La infiltración, medida con un infiltrómetro de doble anillo, es sensible a los tratamientos de cobertura, pero no respondió a los tratamientos de pastoreo. Las tasas medias más altas se encontraron en las parcelas con vegetación espontánea (Cubierta espontanea) y en el tratamiento de Redileo, y las tasa más baja se dio en la parcelas aradas en mayo (Laboreo reducido), mientras que la Cubierta sembrada presentó valores intermedios. La Cubierta espontanea presentó las velocidades de infiltración más altas en todos los intervalos, estabilizándose en 252 mm h^{-1}, mientras que el Laboreo reducido presentó la velocidad de infiltración más baja.*

ABSTRACT *This work compilates the infiltration rates that were obtained in a Calcisol which was under four different soil management. It was a split-plot design with 4 main- plot treatments: Fencing, Cover crop, Native Vegetation and Traditional tillage; and six subplots, three of them, were grazed in spring, the other 3 were not. The infiltration rates, that were measured with a double-ring infiltrometer, were sensitive to the different cover treatments but not to the grazing treatments. The highest rates were measured in the plot were native vegetation grew spontaneously (Native vegetation) and in the Fencing plot. However the lowest rates were measured in the tilled plots (Traditional tillage) whereas Cover crop plots, showed intermediate values. The Native vegetation plot showed the highest infiltration rates of all the intervals, wich stabilized in 252 mm h^{-1}, on the contrary the Traditional tillage plot presented the lowest infiltration rate.*

1. INTRODUCCIÓN

Una importante función de los suelos es la captación, el almacenamiento y la movilidad del agua en el seno del perfil, que afecta a distintas propiedades así como a la productividad vegetal y al medio ambiente. La infiltración aumenta el almacenamiento de agua disponible para las plantas y la recarga de los acuíferos, reduciéndose de

esta forma la escorrentía y, con ello, la erosión. La tasa de infiltración está condicionada por la distribución de los poros de distinto tamaño y la continuidad de los poros o fisuras (Kutílek y Nielsen, 1994).

El uso agrícola afecta a las propiedades y a las características del suelo, mientras que el tiempo transcurrido desde la dedicación agrícola del mismo es el responsable de la mayor o menor degradación de éste. El laboreo tradicional destruye la estructura del suelo y puede aumentar el riesgo de erosión; afecta también a la temperatura del suelo, la continuidad de los macroporos y la profundidad y distribución de las raíces. El laboreo afecta de forma importante a la distribución de los poros. El no-laboreo podría tener ventajas patentes en ciertos suelos bajo condiciones climáticas y de manejo determinadas. Un número reducido de pases de maquinaria supone un ahorro en combustibles, disminuye las pérdidas de suelo por erosión, aumenta la disponibilidad de agua y el número de bioporos (Francis and Knight, 1993). Sin embargo, el efecto del laboreo en las propiedades del suelo no es uniforme. En los suelos bajo no-laboreo, la mayor infiltración se atribuye a la mayor contribución de los macroporos debidos a las raíces de cultivos anteriores y fauna edáfica (Tebrügge y Düring, 1999), mientras en los laboreados con estructura estable, al flujo preferente se da en los poros interagregados. La acumulación, pues, de los residuos orgánicos en los suelos no laboreados imita el comportamiento de los ecosistemas naturales.

Por otro lado, la introducción de ganado en las parcelas agrícolas presenta el riesgo potencial de compactación debido al pisoteo de los animales, con el consiguiente efecto de disminución de la infiltración, como se ha observado en suelos con relativamente escasa materia orgánica (Warren *et al.* 1986, Tollner *et al*. 1990 y Ferrero, 1991). El almacenamiento y movimiento del agua están controlados por aspectos estructurales próximos a la superficie donde el encostramiento y la compactación pueden llegar a sellarla (Duley, 1939; Morin et al. 1989); por tanto, sería de suponer que el mantenimiento del residuo vegetal sobre la superficie del suelo minimizara esta compactación.

El objetivo de este trabajo es valorar la evolución de la infiltración en varias parcelas donde se llevaban a cabo distintos manejos agro-pastorales, con el fin de seleccionar el más adecuado tanto desde el punto de vista ambiental como agropecuario.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

El estudio fue llevado a cabo en Huéscar (Norte de la provincia de Granada, coordenadas UTM 30S-535650,32-4192570,06 y 990 m. s.n.m.) sobre un Calcisol Hipercálcico (FAO, 2006), con una pendiente de apenas un 2%.

El clima del área es mediterráneo continental semiárido, con una temperatura media de 13ºC (régimen de temperatura mésico) y una pluviometría de 481 mm anuales (régimen de humedad xérico).

2.1. Diseño experimental

El experimento se ha realizado en una parcela dedicada al cultivo de almendros (*Prunus amygdalus*, L. var. dulcis) desde hace casi 40 años, en la que se vienen alternando el pastoreo extensivo con un par de pases de cultivador para cumplir con las exigencias de la PAC (Política Agraria Común). Asimismo, es de destacar que con carácter previo al ensayo, en octubre se laboreó con cultivador toda la zona experimental.

El experimento se realizó según un diseño en split-plot donde la parcela principal sería el "manejo de cubierta" y la subparcela, el "pastoreo". Los tratamientos de manejo de cubierta son: 1) **Redileo (R):** 400 ovejas estuvieron encerradas en una parcela durante 5 días tras haber ingerido semillas de especies de interés forrajero; 2) **Cubierta sembrada (CS):** se sembró una cubierta compuesta por alfalfa (*Medicago sativa L.* cv Aragón), yeros (*Vicia ervilia* (L) Willd) y collejón (*Moricandia arvensis* (L.) DC.), con una dosis de siembra de 24 kg ha^{-1}, 57 kg ha^{-1} y 0,7 kg ha^{-1}, respectivamente; 3) **Cubierta espontanea (CE):** se dejó crecer la vegetación espontánea; 4) **Laboreo reducido (LR):** se realizó un pase adicional de cultivador en mayo. Cada parcela principal se dividió en 6 subparcelas de 0.21 ha. de las cuales tres fueron asignadas al azar para recibir el tratamiento "Pastoreo", mientras que a las otras se les asignó el tratamiento "No pastoreo". El tratamiento de "Pastoreo" consistió en un período de pastoreo de 3 horas realizado por un rebaño de 283 ovejas hasta alcanzar un 40% del consumo de la biomasa, aproximadamente.

2.2. Tipo de suelo

El ensayo se ha efectuado sobre un Calcisol Hipercálcico (FAO, 2006) desarrollado sobre sedimentos cuaternarios que ocupan el glacis sur de la Sierra de la Sagra y que, en ocasiones, aparecen encostrados en profundidad. El perfil es, por tanto, de tipo Ap-Ck(Ckm), donde el horizonte A está fuertemente afectado por las labores culturales que vienen desarrollándose durante como mínimo el tiempo que tiene la plantación de almendros (40 años) y que han originado la degradación progresiva de la estructura del horizonte superficial, como consecuencia sobre todo de la mineralización de una gran parte de la materia orgánica.

El suelo presenta un color pardo amarillento y se encuentra algo excesivamente drenado, debido a su escaso espesor y a su textura moderadamente ligera; está afectado por fenómenos erosivos moderados a intensos, sobre todo de naturaleza hídrica laminar, cuya consecuencia inmediata ha sido la presencia de un gran número de piedras en la superficie del suelo. Las características generales se recogen en la Tabla 1.

Tabla 1. Propiedades del suelo

Horizontes	**Ap1**	**Ap2**	**Ck1**	**Ck2**
Profundidad (cm)	0-1	10-43	43-67	>67
Arena (2-0.05mm) (%)	35.3	28.6	28.5	36.1
Limo (0.05-0.002mm) (%)	35.6	40.1	41.8	32.0
Arcilla (<0.002mm) (%)	29.1	31.3	29.7	31.9
Carbono orgánico (g kg^{-1})	7.5	3.3	4.2	4.1
Nitrógeno total (g kg^{-1})	1.2	1.1	0.5	0.4
C/N	6.3	3.0	8.4	10.3
P (mg kg^{-1})	2,2	0,8	0,1	0,8
K (g kg^{-1})	0.24	0.04	0.04	0.20
pH (H_2O 1:2.5)	8.3	8.6	8.5	8.4
pH (KCl 1:2.5)	7.7	7.9	7.9	7.7
$CaCO_3$ (g kg^{-1})	590	746	813	595

2.3 Laboratorio

Los valores de infiltración se midieron en cada una de las subparcelas mediante un infiltrómetro de doble anillo (Mathieu y Pieltain, 1998)

2.4. Análisis estadístico.

Las medias aritméticas de las réplicas de laboratorio fueron analizadas mediante un ANOVA adaptado para el diseño en split-plot. Se realizaron dos tipos de análisis; primero se realizaron entre cada práctica de manejo del suelo (promediando los dos regímenes de labranza) y en segundo lugar se empleó un ANOVA de dos vías para estudiar los efectos del manejo de cubierta, del pastoreo y sus interacciones. Las desviaciones de la media fueron recogidas usando el test de HSD-Tukey, a un nivel de probabilidad de rechazo de la hipótesis nula de 0.05. Cuando las condiciones de homoscedasticidad dada y/o normalidad no podían ser asumidas, se realizó el test de Kruskal-Wallis en lugar de ANOVA.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos muestran diferencias en la velocidad de infiltración entre los distintos tratamientos (F-valor: 6.867, g.l.: 4, p-valor: 0.006) , de forma que la más alta se alcanza en el tratamiento cubierta espontánea (CE), seguido de cubierta sembrada (CS), redileo (R) y laboreo reducido (LR) (Fig. 1).

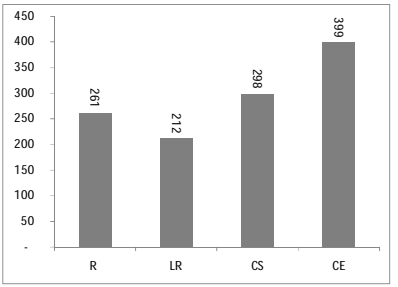


Figura 1. Valores medios de infiltración (mm h^{-1}) para cuatro tratamientos de cubierta en un cultivo de almendros. R: redileo, LR: laboreo reducido, CS: cubierta sembrada, CE: cubierta espontánea.

Con el fin de evaluar durante el tiempo de equilibrio el proceso de infiltración en cada uno de los ensayos efectuados y, teniendo en cuenta el corto periodo de tiempo durante el que viene desarrollándose el ensayo, se ha considerado que en el caso de existir alguna diferencia en las tasas de infiltración de los distintos experimentos, debería manifestarse sobre todo en los centímetros más superficiales del suelo, ya que es en esta zona donde los efectos de los distintos tratamientos deben ser más evidentes. Por ello, y con el fin de agrupar los datos, se ha creído conveniente dividir el tiempo total de infiltración en siete intervalos, tal y como se indica a continuación: **A**, tiempo de infiltración menor de 1 minuto; **B,** tiempo de infiltración menor de **2** minutos y mayor de 1; **C**, tiempo de infiltración menor de 5 minutos y mayor de 2; **D,** tiempo de infiltración menor de 10 minutos y mayor de 5; **E**, tiempo de infiltración menor de 20 minutos y mayor de 10; **F**, tiempo de infiltración menor de 40 minutos y mayor de 20; **G,** tiempo de infiltración mayor de 40 minutos.

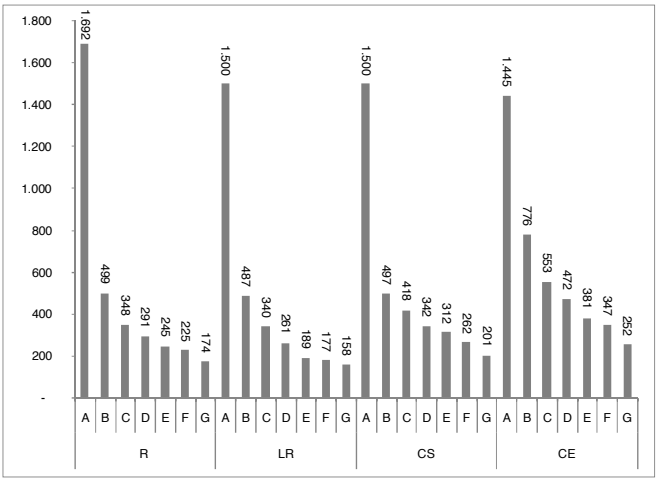


Figura 2. Valores de infiltración (mm h^{-1}) en cada ensayo de los distintos intervalos de tiempo de infiltración para cuatro tratamientos de cubierta en un cultivo de almendros. A: tiempo de infiltración (t.i,) menor de 1 minuto, B: t.i. menor de 2 minutos y mayor de 1 minuto, C: t.i. menor de 5 minutos y mayor de 2, D: t.i. 10 minutos y mayor de 5, E: t.i. menor de 20 minutos y mayor de 10, F: t.i. 40 minutos y mayor de 20.

A partir de la Figura 2, puede afirmarse que en los cuatro tratamientos de cubierta estudiados se observa un primer intervalo A en el que la velocidad de infiltración es mucho más rápida que en el resto, correspondiéndose con lo que distintos autores denominan como velocidad de infiltración inicial (f_o). Dicha f_o oscila entre 1692 mm h^{-1}, para R y 1445 mm h^{-1}, para CE.

Analizando cada ensayo durante todo el tiempo de equilibrio, puede observarse que CE es el que presenta velocidades de infiltración más altas en todos los intervalos, estabilizándose en 252 mm h^{-1}, que se corresponde con la infiltración final o capacidad de infiltración del suelo (f_c). Por el contrario, el desnudo es el que tienen la velocidad de infiltración más baja a lo largo de todo el tiempo de equilibrio.

Los tratamientos R y CS tienen comportamientos muy semejantes a lo largo del tiempo de equilibrio, de manera que R parte de una velocidad de infiltración inicial (f_o) algo superior al CS (1692 mm h^{-1} frente a 1500, respectivamente), mientras que durante el resto del tiempo de equilibrio, el comportamiento de los dos ensayos sigue siendo semejante, aunque con valores de infiltración ligeramente superiores en CS que en R.

Si analizamos detalladamente la gráfica correspondiente al tratamiento R (Redileo), sin considerar la parcela 5 cuyo comportamiento es anómalo (Figura 3), se observa que en dos de las parcelas (1 y 3) la f_o alcanza valores de infiltración altos, próximos a 2000 mm h^{-1}, mientras que en el resto dicha infiltración inicial no llega a 500 mm h^{-1}. Esta gran diferencia entre los tratamientos de las parcelas 1 y 3 con respecto a las otras, puede deberse a la diferencia de densidad de vegetación y al pisoteo de las ovejas en las parcelas 4 y 6, ya que estas últimas fueron pastoreadas.

Asimismo, a lo largo del tiempo de equilibrio y, dejando a un lado estas f_o de las parcelas 1 y 3, se observa un comportamiento muy semejante en el resto de parcelas, de manera que en el intervalo B de todas ellas la velocidad de infiltración es de unos 500 mm h^{-1}, los de C y D oscilan entre 240 y 260 mm h^{-1}, salvo en la parcela 6, donde se mantiene próxima a 410 (posiblemente, la alta velocidad de infiltración durante todos los intervalos, incluso al final del tiempo de equilibrio, indique que existe una pérdida de agua o una interconexión entre el anillo interno y externo).

Por último, la infiltración final o capacidad de infiltración del suelo, se alcanza predominantemente (parcelas 1, 2 y 3) a una f_c algo superior a 200 mm h^{-1}, mientras que en el resto tiene valores ligeramente superiores (parcela 6) o inferiores (parcela 4), posiblemente por la compactación puntual que ha podido sufrir el suelo como consecuencia del paso de la maquinaria o del ganado.

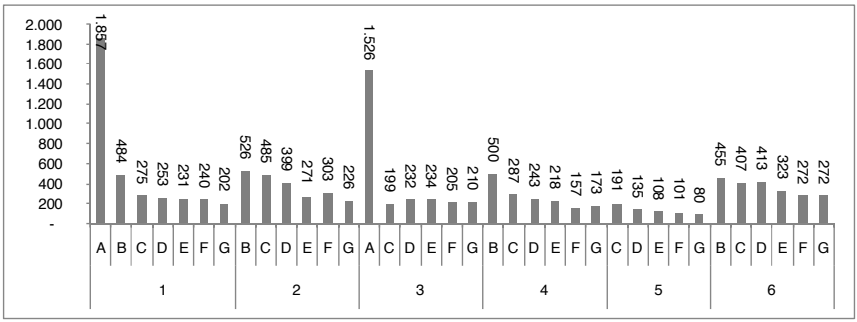


Figura 3. Valores de infiltración (mm h^{-1}) en las distintas parcelas del tratamiento de Redileo.

El comportamiento de la parcela 5 es anormal, ya que durante todo el tiempo de equilibrio se observan tasas de infiltración muy bajas y, por tanto, no acordes con el resto. Muy posiblemente pueda deberse a la compactación sufrida por el suelo en ese punto concreto, como consecuencia del paso de maquinaria pesada o de ganado.

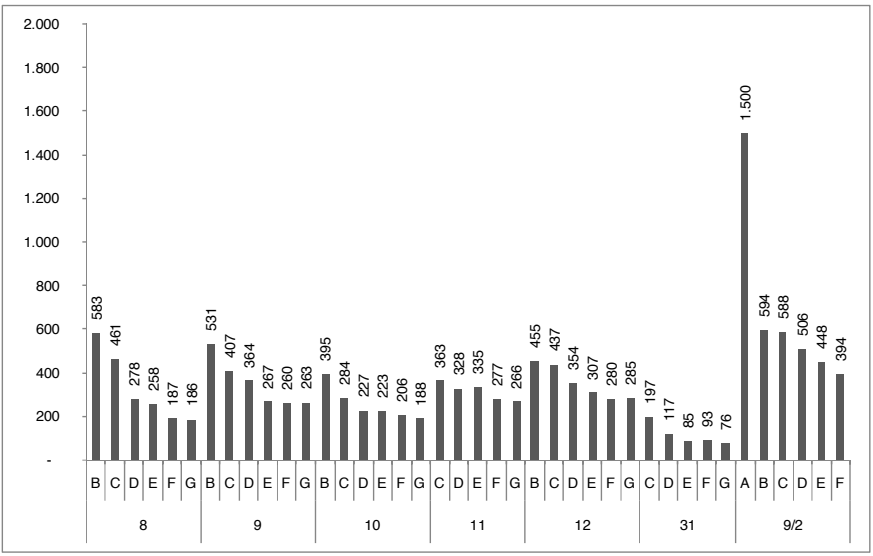


Figura 4. Valores de infiltración (mm h^{-1}) en las distintas parcelas del tratamiento de CS.

En el caso del tratamiento CS (Figura 4), en términos generales y en comparación con el tratamiento anterior (R), se observa que son muy inferiores. Para la mayoría de las parcelas del tratamiento de CS, la infiltración inicial f_0, tiene valores entre 400 y 600 mm h^{-1} y no aparece el intervalo A. Por tanto, puede decirse que como consecuencia del arado del suelo para enterrar las semillas, el comportamiento hidrodinámico de éste se homogeniza bastante, de manera que, a diferencia del R, no se han observado tratamientos que tengan una f_0 mayor que otros. Parece como si la superficie del suelo, a consecuencia del arado, fuese muy homogénea y tuviera un comportamiento hidráulico muy semejante en todas las parcelas del tratamiento.

Finalmente, a lo largo del tiempo de equilibrio, se observa en casi todos los intervalos fijados una velocidad de infiltración aparentemente mayor que en el R y se estabiliza, al igual que en el caso del R, en una f_c próxima a 200 mm h-1. La parcela 31 tiene un comportamiento anómalo que puede deberse a causas semejantes a las descritas para la 5.

En cuanto al tratamiento CE, la parcela 34 muestra un comportamiento anómalo, con una velocidad de infiltración a lo largo de todo el tiempo de equilibrio muy superior al resto (Figura 5). Posiblemente se deba a una fuga de agua del anillo central al exterior a través de algún canal o grieta existente en el perfil. En el resto de parcelas, la f_0 se alcanza a valores próximos a 500 mm h^{-1}, por tanto, muy semejante al tratamiento CS. Sin embargo, aparentemente la f_c tiene valores más altos en la mayoría (alrededor de 250 mm h^{-1}).

Por último, el tratamiento LR es el que tiene las velocidades de infiltración más bajas a lo largo de todo el tiempo de equilibrio, incluso el efecto favorable sobre la infiltración inicial f_0 que debiera observarse en la superficie del suelo como consecuencia del pase de arado efectuado en el mes de mayo, no sólo no se aprecia en ninguna parcela salvo en la 38, sino que parece incluso que la tendencia es situarse por debajo del resto de tratamientos. Asimismo, la infiltración final o capacidad de infiltración del suelo fc aparentemente es la más baja de todas, aspecto que podría deberse al encostramiento superficial del mismo, así como a una compactación y/o saturación del resto del perfil como consecuencia de las fuertes lluvias caídas en el mes de mayo, produciendo un descenso de la conductividad hidráulica global del suelo en este tratamiento.

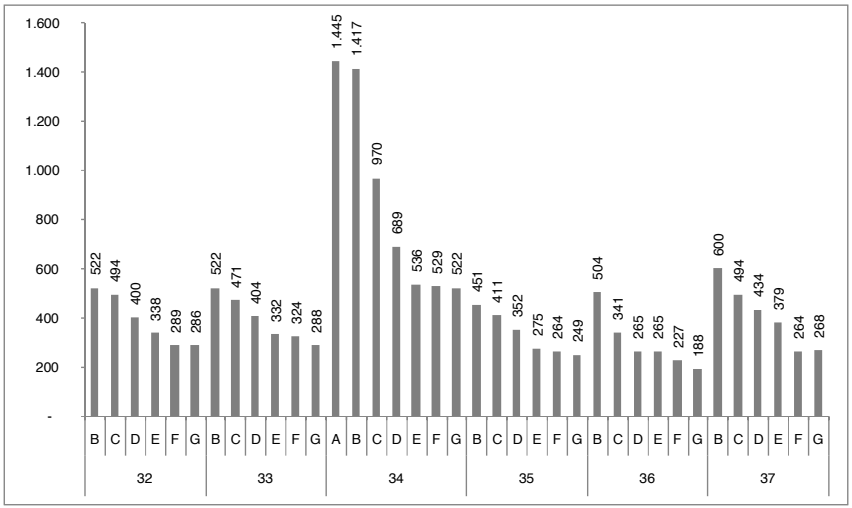


Figura 5. Valores de infiltración (mm h^{-1}) en las distintas parcelas del tratamiento CE.

En la Tabla 2 se recogen los resultados del tratamiento estadístico realizado a los datos de los ensayos y, como puede comprobarse, hay diferencias significativas entre los distintos tratamientos de cobertura, pero no entre las parcelas que fueron pastoreadas y las que no. Los valores de infiltración para R y CE son los más altos y estadísticamente homogéneos entre sí, mientras que el tratamiento LR tiene estadísticamente un valor de infiltración media más bajo. Por último, el CS alcanza valores de infiltración intermedios a los otros tres y no existen diferencias significativas de éste con cada uno de los dos grupos significativamente distintos.

Tabla 2. Valores medios de infiltración en 4 tratamientos de cubierta y dos regímenes de pastoreo.

Tratamiento	Infiltración (mm h^{-1})
R	302.5±29,41[a]
LR	191.14±18,12[b]
CS	279.71±17,91[ab]
CE	313.90±21,15[a]
Valor F (df=4)	6.867
P	0.006
Pastoreo	
No	263.27±21.13
Si	280.36±22.11
Valor-F	0.0149
P	0.905
Interacción	0.199

Los resultados de este estudio ratifican las conclusiones obtenidas por otros autores (Freebarin *et al*., 1986; Arshad *et al*., 1999; McGarry *et al*., 2000) cuyos estudios mostraron que los suelos no laboreados presentaban tasas de infiltración mayores que los suelos sometidos a laboreo. Otros estudios, sin embargo, describen tasas de infiltración menores en suelos no cultivados (Gantzer y Blake, 1978; Gómez *et al*., 1999; Rasmussen, 1999) que

en los suelos sometidos a laboreo. Tales inconsistencias pueden relacionarse con el funcionamiento de los distintos tipos de poros.

4. CONCLUSIONES

Según los resultados obtenidos, pueden establecerse las conclusiones siguientes:

1. Los distintos manejos agro-pastorales ensayados influyen significativamente en la capacidad de infiltración del agua en el suelo.
2. Los valores de infiltración más altos se obtuvieron en los tratamientos R y CE, con valores de 313 y 302 mm h^{-1}, respectivamente. Los valores más bajos aparecieron en LR (191 mm h^{-1}), mientras que CS presentó valores intermedios (279 mm), respectivamente.
3. Muy posiblemente, el ensayo donde se practicó un laboreo en el mes de mayo (LR) mostró la infiltración más baja como consecuencia de la compactación superficial del suelo bajo los impactos de las gotas de lluvia al estar éste desprovisto de cualquier tipo de vegetación.
4. La infiltración no se ve afectada por el pastoreo de la cubierta vegetal.

REFERENCIAS.

Arshad, M.A.; Franzluebbers, A.J.; Azooz R. H., 1999. Components of surface soil structure under conventional and no-tillage in northwestern Canada. *Soil and Till. Re., Volume 53, Issue 1. Pages 41-47.*

Duley, F.L., 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc. 4, 60:64.*

FAO-ISRIC-IUSS. (2006). World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resource Reports* nº 103. *FAO. Roma. 145 pp.*

Ferrero A.F.,1991. Effect of compaction simulating cattle trampling on soil physical characteristics in woodland*. Soil and Tillage Research 19, 319-329.*

Francis, G.S., Knight, T.L., 1993. Long-term effects of conventional and no-tillage on selected soil properties and crop yields in Canterbury, New Zealand *Soil Till. Res, Volume 26, Issue 3, pages 193-210*

Freebarin. D.M, Wockner, G.H.,Silburn, D.M., 1986. Effects of catchment management on runoff, water quality and yield potential from Vertisols. *Agric. Water Manage. 12, 1-19.*

Gantzer, C.J. Blake G.R., 1978. Physical characteristics of Le Sueur clay loam soil following no-till and conventional tillage. *Agronomical Journal, 70: 853-857.*

Gómez, J.A., Giráldez, J.V., Pastor, M., Fereres, E., 1999. Effects of tillage methods on soil physical properties, infiltration and yield in an olive orchard. *Soil and Tillage Research 52, 167–175*

Kutilek, M., Nielsen, D.R., 1994. Soil hydrology. *Verlag, Germany.*

Mathieu C., Pieltain F. 1998. Analyse physique des sols: Méthodes choisies. *Lavoisier Tec. Doc. Paris, London, New York. 275p.*

McGarry, D., Bridge, B. J., Radford B. J., 2000. Contrasting soil physical properties after zero and traditional tillage of an alluvial soil in the semi-arid subtropics *Soil Till. Res, 53, Issue 2:105:115.*

Morin, J., Karen, R., Benyamini, Y., Ben-Hur, M., Shainberg, I., 1989. Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. *Soil Sci. 148, 53±59.*

Rasmussen, K.J, 1999. Impact of ploughless soil tillage on yield and soil quality: a scandinavian review. *Soil Till. Res. 53, 3-14.*

Tebrügge F, Düring R-A, 1999. Reducing tillage intensity: a review of results from a long-term study in Germany. *Soil and Tillage Research, 53: 15-28.*

Tollner, E.W., Calvert, G.V, Landgdale, G. 1990. Animal trampling effects on soil physical properties of two Southeastern U.S. Ultisols. *Agric. Ecosyst. Environ. , 33, 75-87.*

Warren S.D., Thurrow T.L., Blackburn W.H. and Garza N.E. 1986. The influence of livestock trampling under intensive rotation grazing on soil hydrologic characteristics. *Journal of Range Management, 39: 491-495*

PROPIEDADES HIDROLÓGICAS EDÁFICAS BAJO DIFERENTES SECUENCIAS DE CULTIVOS EN SIEMBRA DIRECTA

M. Carolina Sasal[1]*, Mario G.Castiglioni[2], Jorge Paz Ferreiro[3], Marcelo G. Wilson[1] y José Oszust[1]

1: Grupo Recursos Naturales y Factores abióticos
INTA – EEA Paraná
Ruta 11, Km 12.5 (3100) Paraná-Entre Ríos, Argentina
e-mail: csasal@parana.inta.gov.ar, web: http://www.inta.gov.ar/parana/

2: Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos
Facultad de Agronomía (UBA)
Av. San Martin 4453 (1417) Buenos Aires, Argentina
e-mail: castigli@agro.uba.ar

3: Facultad de Ciencias
Campus de A Zapateira s/n
15071 La Coruña, España
e-mail: jpaz@udc.es

Palabras clave: propiedades hidrológicas edáficas, escurrimiento, secuencias de cultivos, siembra directa.

RESUMEN. *Se determinó el efecto de secuencias de cultivos sobre algunas propiedades de un Arguidol ácuico en siembra directa. Se estudiaron los tratamientos: monocultivo de maíz y soja, pradera, secuencias trigo/soja y trigo/soja-maíz y suelo labrado. Se registraron escurrimientos en parcelas de 100 m^2. Se determinó a campo conductividad hidráulica saturada (Khc) y sortividad y en laboratorio densidad aparente (Dap), conductividad hidráulica saturada (Kh), porosidad total (PT) y distribución de poros, a 0-4 y 4-8 cm. Las pérdidas de agua bajo monocultivo fueron 6 veces mayores. La Kh fue más elevada bajo pradera y no mostró diferencias entre los demás tratamientos. Hubo asociación significativa entre Khc y Kh, siendo esta última 2,5 veces mayor. El volumen de macroporos fue mayor bajo pradera y no se diferenció entre los restantes tratamientos. Hubo correlación entre Khc, PT y Dap en superficie. La variación del volumen escurrido fue explicado por PT y microporosidad.*

ABSTRACT. *The effect of crop successions on soil physic and hydraulic properties under no tillage on an Aquic Argiudol was assessed here. Treatments were: maize and soybean monocultures, successions wheat/soybean and wheat/soybean-maize, grassland and bare soil. Runoff was recorded on 100 m^2 plots. Saturated hydraulic conductivity (Khc) and sorptivity were measured in field conditions. Bulk density (Bd), again saturated hydraulic conductivity (Kh), total porosity (TP) and pore size distributions were determined at the 0-4 and 4-8 cm depth in laboratory. Water losses were six-time higher under monoculture than under grassland. The highest Khc was measured under grassland, however no differences were found among the remaining treatments. Kh was 2.5-times higher than Khc and both parameters were significantly correlated. Macropore volume was higher under grassland, whereas other treatments showed no differences. Khc, TP and Bd were correlated at 0-4 cm depth. Most of the runoff variance was explained by TP and microporosity.*

INTRODUCCIÓN

En la producción agrícola el agua disponible para los cultivos es un factor determinante de los rendimientos, lo que hace necesario la comprensión de la dinámica hídrica edáfica mediante el estudio de los diferentes procesos involucrados. La tasa de infiltración y la conductividad hidráulica saturada son algunos de ellos, y están condicionadas, entre otras, por el grado de compactación edáfica, la distribución por tamaño de poros, su conectividad y la clase textural de los suelos (Filgueira et al. 2006).

La conductividad hidráulica saturada condiciona la tasa de infiltración, incidiendo por lo tanto en el almacenamiento de agua en el perfil de suelo, en la escorrentía y en el transporte superficial y profundo de plaguicidas, nutrientes y otros solutos. Por ello, es importante el estudio de su variación ante la diferente presión ejercida por los distintos sistemas de uso de la tierra.

Existen distintas técnicas de laboratorio y de campo que son utilizadas para la determinación de la conductividad hidráulica saturada. A partir del uso del infiltrómetro de disco a tensión se pueden obtener valores representativos de dicha propiedad, ya que no requiere alteración del suelo. También, puede determinarse en laboratorio. En general, los equipos de laboratorio permiten realizar un mayor número de determinaciones y además controlar las condiciones experimentales. Dadas las diferencias existentes entre ambas metodologías es importante poder determinar la relación entre sus resultados.

La producción agrícola bajo siembra directa (SD) contribuye a la conservación del contenido de carbono orgánico y al aumento de la estabilidad estructural, mejorando de esta manera la capacidad de captación del agua para los cultivos. A su vez, la incorporación de este sistema de labranza conduce a la estratificación de las propiedades edáficas, particularmente de la materia orgánica (Franzluebbers, 2003). Dicha estratificación se vincula estrechamente con las propiedades hídricas de los suelos como la infiltración y la retención de humedad (Díaz-Zorita et al. 2004), por lo cual resulta importante su evaluación.

Los cambios edáficos a partir del uso de la tierra no sólo dependen del sistema de labranza instalado, sino también del tipo de suelo, de las condiciones climáticas imperantes, del nivel de degradación inicial de las tierras y de la secuencia y rendimiento de los cultivos (Díaz-Zorita et al., 2004).

Son numerosos los estudios que coinciden que en los suelos bajo SD aumenta la tasa de infiltración y su capacidad de almacenamiento de agua, siendo menores las pérdidas por escorrentía respecto a los suelos bajo laboreo convencional. Ello no obstante, son escasos los datos publicados acerca de cómo afectan los distintos cultivos o sus distintas secuencias en el comportamiento hidrológico de los suelos bajo este sistema de labranza.

El objetivo del presente trabajo fue determinar el efecto de distintas secuencias de cultivos sobre diferentes propiedades hidrológicas edáficas, tomando como referencias una pradera de 10 años y una parcela labrada sin vegetación.

MATERIALES Y METODOS

El trabajo se realizó en 6 parcelas experimentales situadas en la Estación Experimental de INTA Paraná para medición de las pérdidas de suelo y volumen del escurrimiento superficial. Tienen una superficie de 100 m^2 y cada una cuenta con dos piletas para colectar el agua de escurrimiento. Las parcelas fueron construidas en 1970 para medir los coeficientes de cultivos para aplicar en la ecuación universal de pérdida de suelo (Convenio FAO-INTA, 1969-1974), sobre un suelo Argiudol ácuico con 3,5% de pendiente (Figura 1). Hasta fines de la década del 90 se cultivaron con sistema de labranza convencional y a partir de entonces cesaron las labores y se continuaron las secuencias de cultivos bajo SD. Los tratamientos fueron: monocultivo de maíz y soja, secuencias trigo/soja (T/S) y trigo/soja-maíz (T/S-M), pradera y suelo labrado.

Se cuenta con registros de escurrimiento anual en cada parcela y para tormentas de distinta intensidad. Para este análisis se utilizaron las pérdidas de agua por escurrimiento superficial correspondientes a la campaña 2006-2007 cuyo registro de lluvia fue muy elevado (1574 mm) con respecto al promedio anual histórico (período 1934/2007: 1027 mm). En la campaña siguiente, 2007-2008, sólo se registraron 745 mm.



Figura 1. Parcelas de escurrimiento de EEA INTA Paraná

En septiembre de 2008, en cada una de estas parcelas se estimó la conductividad hidráulica saturada y sortividad superficial con un permeámetro de disco de 10 cm de diámetro con 5 repeticiones. La sortividad se estimó a partir del registro de la tasa de infiltración ocurrida durante los primeros estadios de dicho proceso. Para el caso de la conductividad hidráulica saturada se utilizó el procedimiento mencionado por Filgueira et al. (2006), teniendo en cuenta la tasa de infiltración de equilibrio.

Finalizados los ensayos de infiltración y 24 hs después, en el mismo sitio, se extrajeron muestras con cilindros de 5 cm de diámetro y 3 cm de altura a las profundidades de 0-4 cm y 4-8 cm. Con los cilindros se determinó: densidad aparente (Dap) por el método del cilindro, conductividad hidráulica saturada (Kh) por el método de la columna de agua constante (Klute y Dirksen 1986) y distribución de poros por tamaño en celdas Tempe a 6 kPa para estimar la macroporosidad (>50 µm) y con ollas de presión a 33 y 1500 kPa para estimar mesoporosidad (entre 10 y 50 µm) y microporosidad (<10 µm). La porosidad total (PT) se midió como la humedad volumétrica a saturación.

Para interpretar el efecto de las secuencias de cultivos sobre las propiedades de suelo se utilizó el análisis de la varianza (ANOVA), aplicando el test de comparación múltiple de medias LSD ($p<0.05$) utilizando el procedimiento GLM de SAS (SAS Institute 1989). Se realizaron correlaciones lineales entre las conductividades hidráulicas a campo y en laboratorio y de ambas con el resto de las propiedades edáficas medidas mediante el procedimiento COR de SAS (SAS Institute 1989).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Escurrimiento

En la Tabla 1 se presentan los valores de escurrimiento totales para la campaña 2006-2007 y la relación entre la lluvia y el escurrimiento. Los monocultivos presentaron pérdida de agua 6 veces mayor que la pradera. Las secuencias de cultivos tuvieron pérdidas similares e intermedias. El suelo laboreado registró el volumen escurrido más elevado.

En general, se sostiene que bajo SD continua la cobertura superficial de residuos de cosecha y el incremento en los niveles de materia orgánica en los primeros centímetros del suelo producen el aumento de la tasa de infiltración y de la capacidad de almacenamiento de agua y la reducción de la escorrentía. Sin embargo, en este estudio las pérdidas de agua en los monocultivos de soja y maíz fueron equiparables a obtenidas bajo estos cultivos, pero con laboreo (Frye et al., 1985).

Tabla 1: Valores de escurrimiento y de pérdida de suelo totales del período y la relación entre la lluvia y el escurrimiento en parcelas de escurrimiento. (M-T/S = secuencia maíz-trigo/soja; T/S = secuencia trigo/soja).

Tratamiento	Escurrimiento (mm)	Escurrimiento/ lluvia efectiva (%)
Labrado	413	30
Maíz	339	24,5
Soja	328	24
M-T/S	178	13
T/S	180	13
Pradera	48	3

La mejora más importante del sistema de cultivo sobre la sustentabilidad del sistema, fundamentalmente en suelos con capacidad de almacenamiento disminuida por erosión, es la disminución del escurrimiento y el consecuente incremento en la infiltración (Frye et al., 1985). La producción de materia seca total del período de estudio fue 21.382, 5.895, 8.670 y 6.214 kg ha^{-1} para maíz, soja y la secuencia T/S de M-T/S y T/S, respectivamente. Así, el maíz continuo con más de 3 veces la producción de materia seca que los demás sistemas tuvo un escurrimiento y una pérdida de suelo equiparables a la soja continua. En consecuencia, más importante que la cantidad de materia seca cubriendo el suelo durante el ciclo del cultivo sumado a los residuos sobre la superficie después de su cosecha, resulta el tiempo de ocupación con cultivos y raíces vivas.

Ensayos de conductividad hidráulica y sortividad a campo

En la Tabla 2 se presentan los valores medios de Khc, Kh y sortividad con sus respectivos coeficientes de variación. Se observa que el movimiento de agua a flujo saturado determinado a campo fue significativamente mayor ($p < 0.05$) en la pradera respecto a los demás tratamientos, mientras que la distinta sucesión de cultivos no afectó este parámetro. También se observa que los dos usos de la tierra que presentan mayor contraste (pradera y labrado) fueron los que menor variabilidad presentaron en los resultados, de tal manera que tanto la remoción del suelo y su posterior exposición al impacto de la gota de lluvia como la cobertura permanente con pradera, lograron el mismo grado de homogeneización de esta propiedad, aunque con valores de Khc distintos.

Tabla 2: Valores medios de conductividad hidráulica medida a campo (Khc) y en laboratorio (Kh) y la sortividad con sus respectivos coeficientes de variación. Los dos últimos parámetros obtenidos del espesor 0-4 cm. (M-T/S = secuencia maíz-trigo/soja; T/S = secuencia trigo/soja).

	Khc ($mm\ h^{-1}$)	C.V. (%)	Kh ($mm\ h^{-1}$)	C.V. (%)	Sortividad ($mm\ h^{-1/2}$)	C.V. (%)
Labrado	18.41 b	22	89.15 b	89	0.0246 a	24
Maíz	26.79 b	44	48.70 b	140	0.0210 a	53
Soja	27.36 b	49	29.76 b	134	0.0274 a	36
M – T/S	34.82 b	52	30.16 b	77	0.0220 a	31
T/S	23.26 b	67	6.32 b	87	0.0230 a	47
Pradera	87.23 a	22	374.56 a	53	0.0309 a	32

Letras distintas indican diferencias significativas ($p<0.05$)

Respecto a la sortividad, esta representa el movimiento de agua de los primeros estadios del proceso de infiltración, y está determinada principalmente por diferencias de tensión en el agua edáfica. Debido a ello es importante el rol que juega tanto el contenido de agua inicial del suelo como la textura del mismo. En este sentido la granulometría no varió entre parcelas, mientras que la humedad inicial fluctuó tanto entre como dentro de las mismas. El intervalo de contenido de agua gravimétrica estuvo entre el 5 y 17%, y su variabilidad si bien no explica la dispersión de resultados de sortividad encontrada, es mayor dentro de cada parcela que entre tratamientos. La falta de diferencias estadísticas de sortividad entre los tratamientos analizados, indica

que esta propiedad no está condicionada por el uso de la tierra en este tipo de suelo.

En cuanto a su capacidad de separar las distintas situaciones bajo estudio, el análisis de la Kh muestra tendencias similares a las encontradas a campo. Sin embargo, se observa que los valores difieren respecto a la Khc, dependiendo del tratamiento analizado. Hubo una asociación significativa entre la Khc y Kh ($p < 0.01$, r 0.72), siendo esta última 2,5 veces mayor. La soja continua y M-T/S tuvieron valores de Khc y Kh similares, mientras que T/S fue la única que presentó valores bajos en la Kh. Por su parte, el suelo labrado y la pradera fueron los que presentaron los mayores valores en esta determinación con respecto a Khc.

Se observó que el logaritmo natural de la Khc puede ser un buen predictor de los escurrimientos de las parcelas (r -0.83, $p < 0.05$). Contrariamente los valores obtenidos en laboratorio no mostraron una asociación significativa con los escurrimientos ocurridos.

En todos los tratamientos la dispersión de los resultados fue mayor en la determinación de laboratorio, mientras que la pastura persistió con su menor variabilidad. El aumento del C.V. en el tratamiento labrado se debe a que la medición de Kh se realizó en los primeros centímetros de suelo, y por lo tanto queda minimizado el efecto homogeneizador del encostramiento causado por el impacto de la gota de lluvia en superficie.

En la Tabla 3 se muestran los valores de Kh correspondientes al espesor 4-8 cm. En profundidad tampoco existieron diferencias en el movimiento de agua entre las secuencias de cultivos. Blanco-Canqui et al (2004) mencionan diferencias entre el monocultivo de soja y el de maíz en la conductividad hidráulica saturada. Estos autores también encontraron que el tratamiento labrado y sin vegetación presentaba menores valores de movimiento de agua respecto a los cultivados con soja y maíz.

Tabla 3: Valores medios de conductividad hidráulica medida en laboratorio (Kh) y su coeficiente de variación obtenidos del espesor 4-8 cm. (M-T/S = secuencia maíz-trigo/soja; T/S = secuencia trigo/soja).

	Kh ($mm\ h^{-1}$)	C.V. (%)
Labrado	96.3 ab	44
Maíz	24.1 b	182
Soja	4.3 b	167
M – T/S	77.9 ab	80
T/S	2.9 b	31
Pradera	291.2 a	106

Letras distintas indican diferencias significativas ($p<0.05$)

Distribución de poros

En la Figura 2 se observan las diferencias encontradas entre los distintos tratamientos en la distribución de las categorías de poros del espesor 0-4 cm. El porcentaje de macroporos fue menor ($p < 0.05$) en la soja continua respecto a la pradera y al suelo labrado, mientras que las restantes parcelas con cultivos también tuvieron menor proporción de macroporos, pero solamente en relación a la pradera. Benjamín et al. (2007) indican que la acción favorable que pueden aportar distintos cultivos sobre la formación de poros es muy lenta. Es por ello, que mencionan que para la creación de redes de poros más continuas y estables es más efectiva la acción de la vegetación perenne.

El porcentaje de mesoporos fue mayor en la rotación T/S-M respecto a las demás, con excepción de la soja continua. Por su parte los tratamientos con cultivos tuvieron un porcentaje de microporos similar al de la pradera a excepción de la soja continua que se asemejaron al de la parcela descubierta. A su vez estos resultados nos señalan, al igual que lo hallado con la Khc, que la influencia de los cultivos en estos suelos es baja sobre la formación y estabilización de las distintas categorías de poros.

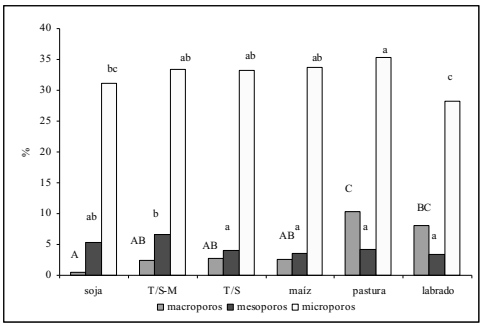


Figura 2. Distribución de categorías de poros del espesor 0-4 cm. Letras distintas indican diferencias significativas entre tratamientos para cada categoría de poros ($p<0.05$). (M-T/S = secuencia maíz-trigo/soja; T/S = secuencia trigo/soja).

En la Figura 3 se observan las diferencias encontradas entre los distintos tratamientos en la distribución de las categorías de poros del espesor 4-8 cm. La pradera se diferenció en menor medida de los otros tratamientos en el porcentaje de macroporos respecto al espesor superficial, mientras que en el suelo desnudo las diferencias fueron mayores.

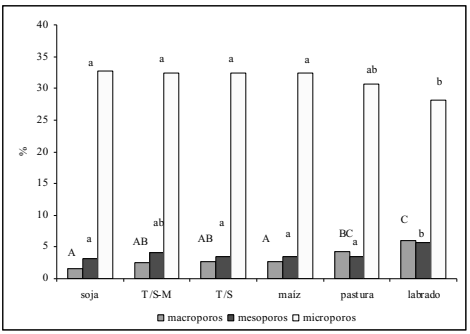


Figura 3. Distribución de categorías de poros del espesor 4-8 cm. Letras distintas indican diferencias significativas significativas entre tratamientos para cada categoría de poros ($p<0.05$). (M-T/S = secuencia maíz-trigo/soja; T/S = secuencia trigo/soja).

Hubo correlación entre Khc y PT y Dap de los primeros 5 cm. La PT y los poros <10 µm superficiales explicaron la variación del volumen anual escurrido.

CONCLUSIONES

Si bien, los tratamientos analizados presentaron diferencias importantes en los escurrimientos anuales, las propiedades hidrológicas edáficas estudiadas no permitieron diferenciar el efecto de las secuencias de cultivos bajo SD. Por ello, se destacó la importancia de evaluar aspectos vinculados a los sistemas de producción como tránsito, aporte de residuos y actividad de las raíces.

Los monocultivos presentaron pérdidas de agua 6 veces mayor que la pradera. En este sentido, los valores de las propiedades hidrológicas edáficas en la pradera se diferenciaron positivamente de los otros tratamientos evaluados, por lo que la inclusión de praderas en las secuencias de cultivos en siembra directa sería recomendable.

La parcela desprovista de vegetación, expuesta al impacto de gota de lluvia, disminuyó sensiblemente su capacidad de infiltración por la formación de un sello superficial. Esta formación logró que los valores de infiltración fueran bastante homogéneos dentro de la parcela, mientras que debido a su escaso desarrollo en profundidad no pudo ser detectada en la cuantificación de los distintos tamaños de poros.

La macroporosidad no resultó sensible a los sistemas de cultivo. Sin embargo, la microporosidad tuvo relación con el volumen de agua anual escurrido.

Si bien, hubo asociación entre los métodos de campo y laboratorio para medición de la conductividad saturada, sólo la primera fue explicada por la variación de la porosidad de los primeros centímetros del suelo.

Agradecimientos: *Este trabajo ha sido realizado con fondos correspondientes a los proyectos UBACyT G 406, Regional INTA ERIOS02, Nacional INTA AEGA1663 y CGL* CGL2005 - 08219 -C02-01-HID. *Agradecemos la colaboración de María Liliana Darder, Néstor Garciarena y Carlos Acosta.*

REFERENCIAS

Blanco-Canqui H., C. J. Gantzer, S. H. Anderson, and E. E. Alberts. 2004. Tillage and Crop Influences on Physical Properties for an Epiaqualf. Soil Sci. Soc. Am J. 68:567-576.

Benjamin J.G., M. Mikha, D. C. Nielsen, M. F. Vigil, F. Calderón, W. B. Henry. 2007. Cropping Intensity Effects on Physical Properties of a No-till Silt Loam. Soil Sci. Soc. Am. J. 71:1160-1165.

Díaz-Zorita, M; Barraco, M; Alvarez, C. 2004. Efecto de doce años de labranzas sobre un hapludol del noroeste bonaerense. Ciencia del Suelo 22: 11-18

Filgueira, R., Soracco, C. G., Sarli, G. O., Fournier, L. 2006. Estimación de propiedades hidráulicas de suelos por mediciones a campo y el uso de modelos de flujo estacionario y transitorio. Ciencia del Suelo 24 (1): 39-48.

Franzluebbers AJ. 2003. Conservation tillage and stratification on soil properties: a summary of the special issue in Soil and Tillage Research. ISTRO 16th Conference, Brisbane, Australia. En CD.

Frye W.W., Bennett O.L. y G.J. Buntley. 1985. Restoration of crop productivity on eroded or degraded soils. In: Soil Erosion and crop productivity (Follet and Stewart eds). ASA-CSSA-SSSA. Madison, USA. 335-356.

Klute A, Dirksen C. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. En: Klute (cd.) Methods of soil analysis. Part 1 2"" ed. Agron. Monogra. 9. ASA and SSSA, Madison, WI, USA. PP687-734.

SAS Institute Inc. 1989. SAS/STAT User's guide, Version 6. 4th edition. Vol. 2. Cary, NC: SAS Institute Inc. 846 pp.

ÁREA TEMÁTICA IV

ELABORACIÓN DE MODELOS DESCRIPTIVOS Y PREDICTIVOS DE LOS PROCESOS

EFECTOS DE ESCALA EN LA CALIBRACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA EN UN MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO

Cristina Aguilar[1*], María José Polo[1], Agustín Millares[2] y Javier Herrero[2]

1: Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
Escuela Técnica superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes
Universidad de Córdoba
Campus de Rabanales. Edificio Leonardo da Vinci. Área de Ingeniería Hidráulica. 14071, Córdoba
e-mail: (caguilar, mjpolo)@uco.es, web: www.dinamicaambiental.com

2: Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales
Universidad de Granada
Edificio CEAMA, Avda del Mediterráneo s/n.18006, Granada
e-mail: (mivalag, herrero)@ugr.es, web: www.dinamicaambiental.com

Palabras clave: Modelos hidrológicos distribuidos, escala, conductividad hidráulica saturada, calibración

RESUMEN. *Este trabajo presenta la calibración del valor efectivo de conductividad hidráulica saturada en la cuenca del río Guadalfeo (Granada) en un modelo hidrológico distribuido basado en la ecuación de Green y Ampt para la generación de escorrentía. El ajuste del caudal diario generado a escala de subcuenca (≈100 km^2) en su punto de cierre, arrojó valores efectivos para cada celda de entre 0.4 y 0.6 veces los nominales, mientras que a escala de cuenca (≈1000 km^2) el factor de ajuste fue menor. Por otra parte, los valores efectivos que ajustan el balance de agua para unidades espaciales agregadas a escala de subcuenca no presentan comportamiento lineal, variando según la heterogeneidad espacial de la zona. Los resultados ponen de manifiesto los efectos de escala espaciotemporales en la calibración y la necesidad de trabajar con modelos distribuidos para simular las consecuencias de cambios de uso de suelo sobre el balance de agua.*

ABSTRACT. *This paper presents the calibration of the effective values of saturated hydraulic conductivity in a distributed hydrological model based on the model of Green and Ampt applied in the Guadalfeo river watershed (Granada). The adjustment of the daily flow generated at watershed scale in its outlet (≈100 km^2) gave effective values between 0.4 and 0.6 times the nominal values, whilst at watershed scale (≈1000 km^2) the adjustment factor was lower. Furthermore, effective values adjusting the water balance in spatial units aggregated at subwatershed scale do not show a linear behaviour as they change according to the spatial heterogeneity in the area. Results highlight the spatial and temporal scale effects in the calibration process and the need to apply distributed models for the simulation of the consequences of land-use changes on the water balance.*

1. INTRODUCCIÓN

El mayor conocimiento de los procesos hidrológicos, su expresión matemática y resolución con ayuda de medios informáticos, así como el desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG) en la última mitad del siglo XX, han permitido un gran avance en hidrología. En este contexto, los modelos distribuidos cobran peso al incluir la variabilidad espacial de variables de entrada, procesos, parámetros y resultados en la cuenca para reproducir el proceso de estudio formulando el estado en cada punto del sistema y paso de tiempo. No obstante, la dinámica hidrológica mantiene una naturaleza bastante primitiva, dando lugar a efectos no lineales que han de ser considerados a la hora de ser aplicados a distintas escalas espaciales y temporales (Smith y Woolhiser, 2002). El principal inconveniente de los modelos hidrológicos distribuidos es el número de variables y parámetros que intervienen, que deben poder ser medidos directamente o derivados de otras medidas si aquellos tienen base física, en la práctica imposible al aplicarlos en zonas amplias. Por ello, los valores "efectivos" finales de los parámetros de modelos con base física suelen diferir de los valores medidos debido al conflicto entre las escalas de medida y de caracterización del proceso hidrológico. La mayoría de estos modelos

utilizan la conductividad hidráulica saturada como parámetro de calibración del proceso de infiltración del agua en el suelo y, aplicados a escala de cuenca, asignan un valor uniforme a cada celda del modelo digital del terreno, que agrega la heterogeneidad existente y los efectos de escala y numéricos asociados a las ecuaciones.

El carácter distribuido del modelado está limitado por la resolución espacial del cálculo: por un lado, el menor tamaño de celda del modelo digital de elevaciones, MDE; por otro, la resolución espacial de la información del territorio disponible. Finalmente el tamaño de la cuenca determina el orden de magnitud del tiempo de cálculo en simulaciones completas. En este estudio, la información proporcionada por Landsat-TM, utilizada en el análisis de vegetación (Díaz, 2007), aporta la mayor resolución espacial de partida de modo que se superpone una matriz de celdas de 30 x 30 m. Es necesario por tanto, disponer de todos los datos de entrada al modelo a escala de celda. En cuanto a los parámetros del suelo que intervienen en las ecuaciones físicas de balance, sólo pueden obtenerse a través de mediciones directas si las técnicas de medición son compatibles con los volúmenes efectivos para los cuales se desarrollaron las ecuaciones y con la escala a la que se aplica el modelo (Christiaens y Feyen, 2001). Además, la gran cantidad de información necesaria para la ejecución de cualquier modelo hace que la medida en campo de cada variable y parámetro en cada celda sea virtualmente imposible, especialmente en cuencas de gran extensión, y sólo válidos a escala local por lo que es necesario establecer algoritmos de interpolación, espacial y temporal, de la información que alimenta el modelo, de modo que los valores obtenidos puedan considerarse efectivos a escala de celda (Schaap et al., 2001; Mermoud y Xu, 2006).

El objetivo de este trabajo es la calibración del valor efectivo de conductividad hidráulica saturada en la cuenca del río Guadalfeo en un modelo hidrológico distribuido basado en la ecuación de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911) para la generación de escorrentía considerando los efectos de escala en la calibración de dicho parámetro.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Descripción de la zona de estudio

La cuenca hidrográfica del río Guadalfeo se encuentra situada al sur de la provincia de Granada e incluye la vertiente sur de Sierra Nevada, ocupando una extensión aproximada de 1300 km^2. La figura 1 muestra su situación general así como un esquema de la distribución de los cauces principales.

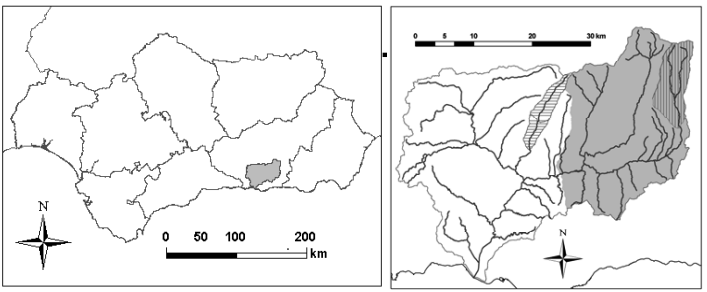


Figura 1. Izquierda: Localización de la cuenca. Derecha: cauces principales y subcuencas analizadas: Cádiar (rayas verticales), Lanjarón (rayas horizontales), Órgiva (área sombreada)

Esta cuenca presenta numerosos aspectos singulares con influencia en los procesos dominantes. La topografía origina unos contrastes muy marcados de cota, pendientes, orientaciones...El contorno es muy variado, oscilando de montañoso a litoral. Las condiciones climáticas son diversas: precipitación en forma de nieve en cotas más altas y temperaturas suaves en la costa, y con ello el tipo de vegetación, encontrándose en la zona agricultura de regadío e intensiva, productos subtropicales, así como vegetación natural de alta montaña. El desarrollo urbanístico en la costa, asociado a una mayor demanda turística y de segunda residencia, junto con las expectativas de transformación agrícola hacia productos más rentables, ejercen una presión cada vez mayor

sobre los recursos hídricos disponibles en la zona, presión que se manifiesta en mayores demandas de consumo de agua, que generan mayores volúmenes de aguas de retorno. En resumen, en esta cuenca concurren numerosos gradientes espaciales y temporales de las variables y parámetros que caracterizan los procesos estudiados (Polo et al., 2004; Díaz, 2007; Herrero, 2007; Aguilar, 2008; Millares, 2008).

2.2. Modelo hidrológico empleado: Green y Ampt

El flujo de agua en un suelo puede describirse mediante la ecuación de Richards, cuya solución requiere la aplicación de métodos numéricos, costosos en cuanto a tiempo de resolución y necesidad de datos de partida, que presentan problemas de inestabilidad y errores de convergencia si no se aplican de forma adecuada (Muñoz Carpena y Gowdish, 2005). Por razones prácticas, a escalas más amplias, los modelos con base física más usados para el cálculo de la infiltración son el modelo de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911) y la ecuación de Philips (Rawls et al., 1993), resultantes de la simplificación de las condiciones iniciales y de contorno del problema. En este trabajo, por su orientación a cuencas poco aforadas, se ha utilizado el modelo de Green y Ampt, de base física más aproximada y solución exacta (Muñoz Carpena y Ritter, 2005), y que, a pesar de sus limitaciones, ha demostrado buenos resultados en comparación con otros métodos si está correctamente parametrizado (Muñoz Carpena y Gowdish, 2005). Los valores de los parámetros de la ecuación de Green y Ampt deben medirse experimentalmente dado su carácter físico; sin embargo, en ausencia de datos experimentales pueden estimarse partiendo de otros parámetros edáficos según proponen otros autores (Rawls y Brakensiek, 1983).

Para la caracterización de los parámetros edáficos se partió de la cartografía de suelos disponible que abarca la cuenca del Guadalfeo, realizada en el marco del Proyecto LUCDEME, y de información puntual asociada a perfiles distribuidos en la zona (Vergara, 2005). Se integró la cartografía existente en un SIG y se asignó a cada parcela un perfil cuya clasificación en base a tipo de suelo se correspondía con el suelo dominante en la parcela, así como las propiedades edáficas obtenidas en los mismos (texturas, materia orgánica, profundidad del suelo, etc.). Una metodología similar ha sido aplicada en numerosas aplicaciones de modelos hidrológicos distribuidos en los casos en los que no se disponía de información edáfica continua en la zona (e.g. Singh et al., 1999; Feyen et al., 2000; Bormann et al., 2007) debido a la falta de conocimiento y experiencia en la actualidad de técnicas que permitan extrapolar a escala de celda las mediciones puntuales de los parámetros del suelo (Wood, 1998).

Sin embargo, además de las propiedades del suelo medidas en el Proyecto LUCDEME, existen otros parámetros necesarios para la aplicación del modelo de Green y Ampt. Para su estimación se puede recurrir a métodos indirectos como es el caso de las funciones de edafotransferencia (FETs), funciones que "transfieren" propiedades del suelo disponibles o fácilmente medibles como la textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica a propiedades hidráulicas más difíciles de obtener (Christiaens y Feyen, 2001; Elsenbeer, 2001; Schaap et al., 2001; Mermoud y Xu, 2006). A pesar de que la construcción de funciones propias sería la solución ideal, el elevado número de muestras necesarias para un desarrollo significativo y la extensión de la cuenca hacen poco factibles su desarrollo. Según Ferrer Juliá et al. (2004), el uso de funciones ya existentes a menudo supone la solución de compromiso en áreas Mediterráneas. Hay autores que afirman que la ejecución de las FETs, son mejores a medida que las características del suelo en cuestión sean similares a las de las muestras empleadas en el desarrollo de la función (Givi et al., 2004; Mermoud y Xu, 2006), por tanto se aplicó el modelo Rosetta (Schaap et al., 2001) para cuyo desarrollo se emplearon muestras de numerosos tipos de suelos de regiones templadas y subtropicales de Europa y Norteamérica (Givi et al., 2004). Rosetta incluye cinco funciones según la disponibilidad en cuanto a parámetros de entrada y realiza la predicción de: parámetros de retención de agua en el suelo según el modelo de van Genuchten, conductividad hidráulica saturada, k_s, y parámetros de la conductividad hidráulica no saturada. A excepción de la primera función, en la que el ajuste se hace a través de una tabla, Rosetta realiza la predicción a través de un análisis de redes neuronales. Este tipo de predicción ha mostrado ajustes más precisos de los parámetros hidráulicos que los estimados a partir de funciones consistentes en regresiones e incluso que los medidos en laboratorio, ya que la calibración se realiza de forma iterativa, extrayendo así la máxima cantidad de información de los datos sin requerir conocimiento de un modelo "a priori" (Schaap et al., 2001). Por tanto, la incertidumbre en los resultados de los modelos distribuidos que los utilizan como datos de entrada es también menor (Christiaens y Feyen, 2001; Mermoud y Xu, 2006) a pesar de que la responsabilidad de seleccionar los datos de entrada recae en el usuario (Pachepsky y Rawls, 1999).

En un estudio anterior para la validación de las FETs de Rosetta en la cuenca, se analizó la bondad del ajuste para cada uno de los modelos en los tipos de suelo predominantes, obteniéndose con la función H5 las mejores predicciones (Vergara, 2005), en parte debido a la inclusión de los dos puntos de la curva de retención de agua en el suelo, parámetros que incluyen de una forma "implícita" información sobre las propiedades hidráulicas no suministradas ni por los contenidos texturales ni por la densidad aparente (Schaap et al., 2001).

Para la interpolación espacial de las propiedades hidráulicas de los suelos se siguió la metodología anterior de asignación de los valores deducidos a través de la función H5 de Rosetta en cada perfil, a la parcela de suelo correspondiente tal y como hicieron con anterioridad Smemoe et al. (2004) para la ejecución de HEC-1.

2.3. Obtención de los valores efectivos de la conductividad hidráulica saturada

Existen dos estrategias para la obtención de los valores efectivos (Mertens, 2003): a) medición de los parámetros a la escala empleada por el modelo siendo necesaria una gran inversión de recursos y, a menudo, ausencia de técnicas idóneas para la medición a la escala deseada y sólo aplicable si la formulación matemática del proceso "escala" de forma lineal, o se incluye una corrección posterior por los efectos de escala; b) modelado inverso que consiste en encontrar los valores de los parámetros que dan los mejores ajustes en los resultados con los datos observados sin necesidad de realizar mediciones sino sólo fijando umbrales de variación de los mismos. El gran potencial de los equipos disponibles actualmente permite realizar numerosas ejecuciones, cada una basándose en los resultados de la anterior, hasta dar con los valores que dan la mejor bondad en el ajuste.

En este caso se realizó la calibración mediante el modelado inverso de las series de caudal. Los inconvenientes de este método son dos; por un lado, el problema de la identificación de parámetros que ocurre cuando se encuentran diferentes conjuntos de valores efectivos en el espacio paramétrico que dan la misma bondad en el ajuste (Beven, 1993); por otro lado, la cantidad y calidad de los datos registrados para efectuar la calibración: sin los datos adecuados, la calibración y validación de los modelos, previas a su aplicación como medios de predicción, pueden producir resultados alejados de las condiciones reales (Overcash et al., 1981). De cara a la obtención de una buena calibración es necesario considerar tanto la variabilidad interna de la serie medida como su duración considerando una serie de 10-30 años con suficientes eventos extremos para la calibración (Mertens, 2003). En este estudio se emplearon datos de caudal medio diario a partir de la información proporcionada por la Confederación Hidrográfica del Sur, series cuya duración varía según el punto de aforo pero que superan siempre el valor umbral de 10 años. No obstante, las series disponibles presentan lagunas en ciertos períodos y algunas medidas que, dada la precipitación registrada en las estaciones de la zona, parecen ser erróneas. También es de destacar la existencia de una densa red de acequias y otras técnicas agrícolas con interferencias en el ciclo hidrológico con la modificación tanto espacial como temporal, de los caudales generados en cantidades a menudo más que significativas (Millares, 2008). Esto supone que a menudo los resultados obtenidos en este modelo basado en entradas por precipitación neta, sobreestimen los caudales registrados, sobreestimación que depende de la época del año y de la subcuenca (Aguilar, 2008). Las subcuencas analizadas han sido Cádiar, Lanjarón y Órgiva (figura 1) durante los cuatro años hidrológicos comprendidos entre septiembre de 2002 y agosto de 2005, con dos años hidrológicos secos (2001-2002 y 2004-2005) y dos húmedos (2002-2003 y 2003-2004). Se escogió dicho período al disponer de registros horarios de las variables meteorológicas y encontrarse los procesos de interceptación (Díaz, 2007) y comportamiento de la nieve (Herrero, 2007) caracterizados.

La calibración se llevó a cabo de mediante prueba y error tras un análisis de sensibilidad previo (Aguilar, 2008). El criterio de calibración se basó en medidas de la bondad del ajuste de los resultados, utilizándose en concreto el error medio, EM (expresión 1) y el error medio cuadrático, EMC (expresión 2) como medidas del sesgo y la exactitud de los valores de caudal simulados, Q_s, frente a los registrados, Q_r. Además, para evitar casos donde las subestimaciones se compensen con las sobreestimaciones en el EM, se empleó también el error medio absoluto, EMA (expresión 3). Finalmente, para evaluar la eficiencia del modelo se empleó el índice de Nash y Sutcliffe (1970), E^2, (expresión 4), muy usado en análisis de hidrogramas de escorrentía (ASCE, 1993):

$$EM = \frac{\sum (Q_s - Q_r)}{N} \quad (1)$$

$$EMC = \sqrt{\frac{\sum (Q_c - Q_r)^2}{N}} \tag{2}$$

$$EMA = \frac{\sum |(Q_c - Q_r)|}{N} \tag{3}$$

$$E^2 = \frac{\sum (Q_c - \overline{Q}_r)^2 - \sum (Q_c - Q_r)^2}{\sum (Q_c - \overline{Q}_r)^2} \tag{4}$$

El valor por defecto de k_s obtenido al aplicar Rosetta se modificó dentro de un intervalo de valores representativos siguiendo las indicaciones de Mertens (2003), quien realizó ejecuciones con el modelo MIKE-SHE (Refsgaard y Storm, 1995) empleando tres combinaciones de parámetros de entrada: información previa real, modelado inverso a partir de los valores comprendidos dentro de un intervalo razonable para el parámetro en cuestión y la combinación de ambos; obteniendo los mejores resultados al realizar modelado inverso a partir de medidas previas para la obtención de los parámetros efectivos. La calibración se efectuó en dos pasos:

- El volumen total de escorrentía, V, obtenido por agregación del hidrograma medido, permite ajustar el balance de agua en la ladera a partir de variaciones en el valor k_s.
- Posteriormente, se realiza un ajuste más fino con el valor de humedad inicial del suelo en la cuenca y una nueva calibración de k_s para reproducir la distribución temporal del exceso de lluvia. Este aspecto depende de la escala temporal de calibración y de la fecha de inicio, ya que para calibraciones iniciadas al principio de la estación húmeda es de esperar que la humedad del suelo inicial sea muy baja e incluso próxima a la residual, mientras que de lo contrario es preciso ajustar el contenido de humedad al inicio de la fecha de la simulación. En cuanto a la escala temporal de cálculo, la calibración de eventos sueltos requiere el ajuste de las condiciones iniciales en todo momento mientras que si el cálculo se realiza sin ajuste previo a escala estacional, anual o superiores, si bien los primeros hidrogramas podrán representar situaciones distintas a las reales, a medida que avanza el período de cálculo se va reajustando el estado inicial de cada uno de los depósitos.

3. RESULTADOS

3.1. Escala de evento

A escala de evento se modificó el valor de k_s aplicando coeficientes correctores comprendidos entre 0.2 y 0.6 para el mismo evento en las tres subcuencas. Los mejores resultados se obtuvieron para 0.2 con valores simulados muy cercanos a los reales tanto de volúmenes totales, V, como de caudales diarios máximos, Q_m, y niveles de error aceptables (tabla 1) en las tres subcuencas dado el orden de magnitud de los caudales generados y las extracciones en la zona de la red de acequias (Millares, 2008). En Lanjarón era de esperar, por la similitud de los tipos de suelo con los de Cádiar, obtener parámetros calibrados muy similares en ambas y en cuanto a Órgiva, ya que la mayor parte del caudal registrado en su punto de desagüe procede de las subcuencas de la vertiente sur de Sierra Nevada, era esperable que la calibración obtenida en Cádiar fuese aplicable a la subcuenca que la engloba por la similitud en cuanto a tipos de suelo de las principales subcuencas aportadoras.

Una vez validada la calibración (Aguilar, 2008) se obtuvieron los coeficientes de escorrentía superficial (tabla 1), con valores similares a los obtenidos por Nanía et al. (2004) en otro estudio en la zona y donde queda patente, por los bajos valores del mismo, el alto poder de absorción de la cuenca a pesar de los elevados valores de pendiente media. Esto puede ser debido a la estructura de tipos de suelos de la zona donde se encuentran en las partes altas próximas a la divisoria , materiales metamórficos con baja permeabilidad intrínseca (k_s en torno a 10 mm/h) que favorecen la generación de escorrentía superficial y a continuación de dichas zonas rocosas suelos con elevada capacidad de infiltración (regosoles y cambisoles con los valores máximos de k_s encontrados en la cuenca) y por tanto de almacenar y transmitir agua como flujo lateral. Esto pone de manifiesto la utilidad de los modelos distribuidos a la hora de reflejar la capacidad de generación de exceso de lluvia en las distintas unidades de suelo. No obstante, la calibración de los parámetros que la determinan se ha realizado hasta el momento aplicando un único coeficiente corrector a todas las unidades de suelo, por lo que una calibración diferencial por tipos de suelo, en la que el efecto agregado en la generación del exceso de lluvia en el punto de desagüe fuese

similar a la obtenida, reproduciría mejor el comportamiento de la cuenca y se pretende realizar en un futuro.

Tabla 1. Resultados del ajuste (factor 0.2) para el evento 1076 (26-30/03/03). El subíndice "r" indica valor medido y "s" simulado

	Cádiar	Lanjarón	Órgiva
V_r (mm)	18	21	29
V_s (mm)	18	22	38
Q_{mr} (m^3/s)	1.63	1.44	14.55
Q_{ms} (m^3/s)	1.85	1.38	16.09
EM (m^3/s)	0	-0.02	-0.47
EMA (m^3/s)	0.07	0.07	1.24
EMC (m^3/s)	0.13	0.13	1.44
E^2	0.51	0.72	0.67
Escorrentía superficial media en la cuenca (mm)	2	14	6
Precipitación media en la cuenca (mm)	150	183	181
Coeficiente de escorrentía	0.013	0.076	0.033

3.2. Escala anual

A continuación (tabla 2) se muestran los resultados obtenidos para los años hidrológicos 2001-2002 y 2002-2003 para los mismos valores de ajuste de k_s que a escala de evento: 0.2, 0.4 y 0.6.

Tabla 2. Errores del caudal medio diario (m^3/s) por año hidrológico y subcuenca para distintos factores de calibración de k_s

	Cádiar			Lanjarón			Órgiva		
Factor k_s	0.2	0.4	0.6	0.2	0.4	0.6	0.2	0.4	0.6
2001-2002									
EM (m^3/s)	-0.12	-0.13	-0.15	-0.03	-0.02	-0.01	0.32	0.42	0.02
EMA (m^3/s)	0.25	0.21	0.23	0.18	0.14	0.14	2.64	1.98	1.77
EMC (m^3/s)	0.80	0.50	0.44	0.45	0.31	0.29	5.77	3.76	3.23
2002-2003									
EM (m^3/s)	-0.21	-0.22	-0.23	0.03	0.03	0.03	0.35	0.34	0.26
EMA (m^3/s)	0.42	0.41	0.41	0.26	0.25	0.25	3.28	2.85	2.88
EMC (m^3/s)	1.78	0.99	0.67	0.51	0.40	0.38	8.58	5.32	4.47

Es preciso destacar la intensa intervención humana en la cuenca que provoca a menudo, un desajuste importante entre los valores medidos y simulados. En este sentido se pueden encontrar extracciones importantes de la extensa red de acequias existente en la zona de un orden de magnitud cercano a 2 m^3/s en Cádiar, 1 m^3/s en Lanjarón y cerca de 5 m^3/s en Órgiva (Millares, 2008). Además, en el caso de la estación de aforo de Órgiva, se produce un fallo en el sistema de medida en avenidas importantes ya que el sistema se "bloquea". Este hecho repercute directamente en los valores máximos registrados que, en ocasiones puede ser hasta cuatro veces inferior al valor real. Con estas limitaciones se seleccionaron los parámetros de ajuste encontrando que el factor 0.2 idóneo a escala de evento, genera un caudal máximo muy elevado, especialmente en las primeras lluvias de la temporada cuando el suelo está muy seco, mientras que el factor 0.6 anula prácticamente los sucesos de escorrentía superficial en favor del flujo subsuperficial y subterráneo a excepción del primer gran evento de la estación húmeda y no supone una disminución significativa de los niveles de error (Aguilar, 2008). Por tanto, en vista de los errores cometidos a escala anual (tabla 2), el factor 0.4 es el que se selecciona como factor de calibración a esta escala ya que los valores de error se consideran aceptables.

3.3. Cálculo agregado

Además de la variación espacial y temporal de las condiciones de contorno, la variabilidad espacial de las propiedades del suelo así como la naturaleza no lineal de las mismas, especialmente las hidráulicas, generan un flujo de agua heterogéneo así como efectos de escala en el mismo (Javaux y Vanclooster, 2006), de modo que los parámetros efectivos no son fijos y varían según los distintos escenarios de flujo de agua (Zhu y Mohanty, 2006). Para el modelado del flujo teniendo en cuenta la escala de estudio se pueden seguir dos caminos:

1. Variación de los modelos con la escala, por ejemplo a través del desarrollo de funciones paramétricas. Se aplica cuando la predicción se realiza a muy distintas escalas (Javaux y Vanclooster, 2006) a través de relaciones sencillas sin la necesidad de desarrollar cada uno de los procesos que conforman el resultado final.

2. Considerar un modelo válido a distintas escalas pero con una parametrización variable con la misma, más idóneo cuando el intervalo de variación es menor. En este sentido se ha visto en los apartados anteriores cómo el ajuste de la conductividad hidráulica a escala de evento era 0.2 mientras que a escala anual fue necesario aumentar la capacidad de infiltración del suelo aumentando dicho factor a 0.4.

Para evaluar en primera aproximación estos efectos de escala espacial se analizó el efecto de emplear valores promediados de los parámetros del suelo en cada subcuenca y realizar los cálculos de una forma global, frente a la integración de los resultados del modelo distribuido, ya que los resultados obtenidos de una forma y otra pueden ser muy diferentes en función de la escala de cálculo. Para ello, se realizó la calibración de los mismos casos (evento/año) en cada subcuenca empleando valores medios de los parámetros del suelo (tabla 3).

Tabla 3. Valores medios de los parámetros del suelo por subcuenca

	Cádiar	Lanjarón	Órgiva
k_s (mm/h)	32.46	31.35	30.42
θ_s	0.42	0.45	0.44
θ_r	0.04	0.05	0.05
Espesor (mm)	898	685	924
Ψ_{mf} (mm^{-1})	-619	-563	-580

Los ajustes realizados se sintetizan en la tabla 4 donde se pone de manifiesto la reducción a todas las escalas temporales de los valores efectivos de k_s al considerar el sistema de forma global.

Tabla 4. Factores de corrección de la k_s por subcuenca: cálculo distribuido *vs.* cálculo agregado

	Cálculo distribuido		Cálculo agregado	
	Evento	Año hidrológico	Evento	Año hidrológico
Cádiar	0.2	0.4	0.11	0.3
Lanjarón	0.18	0.4	0.15	0.28
Órgiva	0.2	0.4	0.10	0.26

Las ejecuciones del modelo a escala global fueron mucho más rápidas que de forma distribuida; no obstante, este tipo de simulaciones sólo son útiles cuando el objeto de estudio es únicamente el balance de agua en el sistema, de modo que para el cálculo de hidrogramas de escorrentía directa u otro tipo de estudios, como la cuantificación de la pérdida de suelo o la transferencia de sustancias a través del mismo, es necesario disponer de los valores locales de los parámetros que permitan, en el primer caso, localizar zonas donde la probabilidad de escorrentía sea mayor de cara a la implementación de medidas de protección o manejo, y en el segundo, determinar puntos donde la altura de agua sea mayor y, por tanto, supongan una vía importante de entrada de contaminantes a las aguas subterráneas (Polo *et al*., 2003).

4. CONCLUSIONES

La necesidad de cuantificar los efectos de escala en el uso de modelos distribuidos ha quedado de manifiesto, con valores efectivos de la conductividad hidráulica saturada diferentes según la escala temporal de cálculo (evento o anual) y espacial (distribuido o agregado); los resultados muestran de forma manifiesta la ventaja de poder incorporar de forma distribuida, llegando a la escala espacial de celda del MDE usado, la variabilidad espacial de las características del territorio y de su clima y meteorología, incluso en cuencas con gradientes topográficos acusados, como la estudiada. Esto es muy relevante para el estudio de zonas mediterráneas, donde esta variabilidad dota por sí misma de individualidad a sus cuencas. En concreto, las calibraciones finales del caudal total registrado en los puntos de cierre de las tres subcuencas objeto de análisis han reducido los valores efectivos a un orden de magnitud de cinco veces inferior a los nominales a escala de evento, y cuatro a escala de año hidrológico.

Agradecimientos. A la Agencia Andaluza del Agua por la financiación para el "Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la cuenca hidrográfica del río Guadalfeo" dentro del cual se integra el estudio desarrollado.

REFERENCIAS

Aguilar, C. 2008. Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba. *http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TesisCris_en.pdf*

ASCE. 1993. ASCE Task Committee, Criteria for evaluation of watershed models. *J. Irrig. Drain. Eng.* 119(3), 429-442.

Beven, K.J. 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Water Res*. 16, 41-51.

Bormann H., L. Breuer, T. Gräff, y J.A. Huisman. 2007. Analysing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: A comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. *Ecol. Model*. 209, 29-40.

Christiaens K., y J. Feyen. 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *J. Hydrol.* 246, 63-81.

Díaz, A. 2007. Series temporales de vegetación para un modelo hidrológico distribuido. Tesina Fin Máster. Universidad de Córdoba. *http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Libros/TFM_Adolfo%20D%C3%ADaz.pdf*

Elsenbeer, H. 2001. Pedotransfer functions in hydrology. *J. Hydrol*. 251, 121-122

Ferrer Juliá, M., T. Estrela Monreal, A. Sánchez del Corral Jiménez, y E. García Meléndez, E. 2004. Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma*. 123, 257-277.

Feyen L., R. Vázquez, K. Christiaens, O. Sels, y J. Feyen. 2000. Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4(1), 47-63.

Givi, J., S.O. Prasher, y R.M. Patel. 2004. Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point. *Agric. Water Manag*. 70, 83-96.

Green, W.H., y G.A. Ampt. 1911. Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. J. Agric. Sci. 4(1), 1-24.

Herrero, J. *2007.* Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. *http://www.ugr.es/~herrero*

Javaux, M., y M. Vanclooster. 2006. Scale-dependence of the hydraulic properties of a variably saturated heterogeneous sandy subsoil. *J. Hydrol*. 327, 376-388.

Mermoud, A. y D. Xu. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Till. Res*. 87, 89-100.

Mertens, J. 2003. Parameter estimation strategies in unsaturated zone modelling. Ph.D. Thesis, Leuven Catholic University.

Millares, A. 2008. Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña. Tesis Doctoral. Univ.de Granada. *http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TESIS_Agustin%20Millares.pdf*

Muñoz-Carpena, R., y L. Gowdish. 2005. Aplicación del método de infiltración de Green-Ampt con redistribución de humedad del suelo entre encharcamientos. En: *VII Jornadas de investigación en la zona no saturada del suelo ZNS'05* (J. Samper y A. Paz, eds.). La Coruña, pp. 205-213. ISBN: 84-9749-171-8.

Muñoz-Carpena, R., y A. Ritter. 2005. *Hidrología Agroforestal*. Mundi Prensa, Madrid.

Nanía, L., M.J. Polo, y A. Peña. 2004. Modelos de generación de escorrentía. En: *Memorias del IV Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua*, Tarragona, Tortosa. http://alojamientos.us.es/ciberico/archivos_word/134b.doc.

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.

Overcash, M., y J. Davidson. 1981. *Environmental impact of non-point source pollution*. AnnArbor Science, Michigan, pp 275-389.

Pachepsky, Y.A., y W.J. Rawls. 1999. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J*. 63, 1748-1757.

Polo, M.J., P., Lafuente, y J.V. Giráldez. 2003. Variabilidad espacial de la conductividad hidráulica saturada en suelos de olivar y su influencia en el balance hidrológico global. En: *VI Jornadas de investigación en la zona no saturada del suelo ZNS'03* (J. Álvarez-Benedí y P. Marinero, eds.). Valladolid, pp 209-214. ISBN: 84-688-3698-2.

Polo, M.J., M.A., Losada, y J. López. 2004. Bases de un modelo estocástico de gestión integral de la cuenca del Guadalfeo. En: Memorias del IV Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua, Tortosa. www.institucional.us.es/ciberico/archivos_word/137b.doc

Rawls, W.J., y D.L. Brankensiek. 1983. A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. *Adv. In Infiltration Proc*. 102-112.

Rawls, W.J., L.R. Ahuja, D.L. Brankensiek, y A. Shirmohammadi. 1993. Infiltration and soil water movement. En: Maidment, D.R. (Eds.), *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, Nueva York, pp. 5.1-5.51.

Refsgaard, J.C., y B. Storm. 1995. MIKE SHE. En: Singh, V.P., (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology.* Water Resources Publications, USA, pp. 809-846.

Schaap, M.G., F.J. Leij, y M.T. Van Genuchten. 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol*. 251, 163-176.

Singh, R., K. Subramanian, y J.C. Refsgaard. 1999. Hydrological modelling of a small watershed using MIKE SHE for irrigation planning. *Agric. Water Manag*. 41, 149-166.

Smemoe, C.M., E.J. Nelson, y B. Zhao. 2004. Spatial averaging of land use and soil properties to develop the physically-based Green & Ampt parameters for HEC-1. *Envir. Model. Soft*. 19, 525-535.

Smith, R.E., y D.A. Woolhiser. 2002. En: Smith, R.E. (Ed.), *Infiltration theory for hydrologic applications*. Amer. Geophysical Union. Washington D.C.

Vergara, G. 2005. Trabajo Profesional Fin de Carrera: Caracterización de la erodibilidad de la ecuación de la pérdida de suelo a escala de cuenca. Río Guadalfeo (Granada). Universidad de Córdoba.

Wood, E.F. 1998. Scale analyses for land-surface hydrology. En: Sposito, G. (Ed.). *Scale Dependence and Scale Invariance*. Cambridge UP, Nueva York.

Zhu, J., y B.P. Mohanty. 2006. Effective scaling factor for transient infiltration in heterogeneous soils. *J. Hydrol.* 319, 96-108.

MODELO PARAMÉTRICO DISTRIBUIDO DE TRANSFERENCIA DE SUSTANCIAS AL FLUJO DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL A ESCALA DE CUENCA.

Contreras E.[1]*, Egüen M.[1], Nofuentes M.[1] y Polo M.J[1]

1: Grupo de Hidráulica e Hidrología Agrícola
Escuela de Ingenieros Agrónomos y Montes
Universidad de Córdoba
14071
e-mail: {o02coare@uco.es, o92egsam, g62nomum, ag1pogom}@uco.es, web: http://www.uco.es/grupohha/

Palabras clave: Escorrentía, herbicida, evento, capa de mezcla, degradación, desorción.

RESUMEN. *El presente trabajo propone un modelo paramétrico distribuido simplificado para la evolución de la concentración de sustancias en la superficie del suelo y su transferencia al flujo superficial de agua. A escala de celda se desarrolla un modelo paramétrico considerando los procesos de degradación en el suelo, desorción hacia la capa de mezcla y su posterior transferencia al flujo de escorrentía, siendo la situación de ocurrencia de precipitación la desencadenante de los dos últimos procesos. Las cargas obtenidas se circulan hacia el punto de cierre del sistema mediante un algoritmo basado en el tiempo de viaje de cada celda, concatenándolas de este modo en el espacio y en el tiempo. Se obtiene así un cálculo semidistribuido en el punto de cierre de la cuenca, en el que intervienen cuatro parámetros (cuya sensibilidad se analiza), que permite aplicar un modelo analítico en sistemas de gran extensión territorial y cuya calibración y validación se puede realizar a partir de datos de calidad de agua.*

ABSTRACT. *This paper proposes a simple distributed parametric model for the evolution of the concentration of substances in the soil surface and its transfer to the surface water flow. It is developed at cell scale considering degradation processes in soil, desorption into the mixing length layer and its subsequent transfer to runoff, it being rainfall occurrence the forcing agent to the latter. Obtained loadings are routed towards the outlet of the system through an algorithm based on the travel time of each cell, therefore combining these responses both in time and space. In this way, a distributed calculation in the watershed's outlet is obtained, in which four parameters whose sensitivity is analyzed are involved, which can be applied analytically to medium-large area watersheds, and whose calibration and validation requires surface water quality series at the closure point.*

1. INTRODUCCIÓN

Al añadir un herbicida a una zona agraria, gran parte del producto se pierde y se vierte al suelo, así mismo, parte de lo recogido sobre las hojas es arrastrado por el viento o por la precipitación, apareciendo finalmente en el suelo. El resultado es una acumulación de estos productos sobre el sustrato edáfico en cantidades elevadas, (Seoánez, 1977) y que a menudo es en parte incorporada a las masas hídricas o a los cursos de agua por escorrentía superficial, generada cuando la precipitación o el riego superan la tasa de infiltración de agua en el suelo, e infiltración hacia los acuíferos, o también por saturación del suelo por oscilación de acuíferos someros en zonas de humedales.

La mayoría de las pérdidas de herbicidas corresponde a la fase acuosa (excepto para los herbicidas que están fuertemente adsorbidos al suelo) ya que, aunque las concentraciones de herbicidas en la fase acuosa de la escorrentía son generalmente menores que en la fase del sedimento de la misma, ésta suele ser bastante baja, incluso en las tormentas más fuertes (Wauchope y Leonard, 1980).

La cuantía y características de la concentración del soluto en el agua que constituye la escorrentía superficial de la cuenca, estará determinada por diversos procesos y factores. Las mayores concentraciones de herbicidas en el agua de escorrentía ocurren en la primera lluvia significativa después del momento de la aplicación, ya que la

retención del compuesto en el suelo aumenta progresivamente con el tiempo tras su aplicación (Pignatello et al., 1993), por lo que el tiempo en que se produce la lluvia con respecto al momento de la aplicación es uno de los factores más críticos a la hora de evaluar el proceso, además la concentración y disponibilidad de las sustancias en el suelo se disipa con el tiempo por efecto de la degradación, de modo que el riesgo de lavado de herbicidas es mayor en la época lluviosa. Por otro lado, lluvias más intensas generan escorrentías más tempranas, con mayor velocidad de flujo y por tanto con más energía disponible para la extracción y transporte de herbicidas desde la superficie del suelo. Estudios precedentes (Galindo, 2006) apuntan a que en el proceso de transferencia al agua de escorrentía es dominante el control ejercido por la interfaz suelo-agua en la zona de mezcla superficial, frente al control ejercido por las variables físicas en la generación de escorrentía. De este modo, la mayor o menor intensidad de lluvia, aunque acoplada al proceso (Gao et al., 2004), no es necesariamente el factor de mayor importancia a considerar, pudiéndose detectar concentraciones más elevadas de compuesto en períodos de tiempo en los que no sucede un evento de lluvia de gran intensidad, pero sí existe en el suelo una cantidad importante de herbicida.

Numerosos estudios se han llevado a cabo con el objeto de comprender mejor la dinámica del proceso de liberación de sustancias al flujo de escorrentía y transporte de las mismas hacia otras zonas y son muchos los modelos que incorporan este tipo de contaminación, como ANSWERS, SWMM, AGNPS, HSPF, GLEAMS, SWRRBWQ, CREAMS, SWAT, etc. (e.g. Contreras, 2007), sin embargo, aunque muy completos, la mayoría son difíciles de calibrar en la práctica, y no están definidos a las escalas temporales y espaciales con las que se describen los procesos hidrológicos en la cuenca, por lo que es necesario incluir una parametrización adecuada de los mismos para cada asociación de escalas espacio-temporales abordable, utilizando los modelos físicos a la escala a la que fueron desarrollados y parametrizando a las escalas superiores a partir de la explotación local de los mismos (Aguilar, 2008).

El presente trabajo simula el proceso de transferencia de herbicidas al flujo de escorrentía, estimando la transferencia del compuesto a la fase acuosa a escala de celda de suelo agrícola, mediante un modelo paramétrico simplificado, considerando períodos de evento y no evento de escorrentía para, posteriormente, circular la carga estimada hacia el punto de salida de la cuenca. En esta primera aproximación sólo se han considerado los procesos de degradación en el suelo y la transferencia durante la generación de escorrentía. Por otro lado, se analiza la sensibilidad del modelo a la variación de los parámetros considerados, cuestión que dependerá del propio herbicida, y de las características climáticas y litológicas de la zona de aplicación.

2. EL MODELO PARAMÉTRICO

2.1. Planteamiento del modelo

Se recoge una visión del proceso a escala distribuida, determinando el aporte de sustancias que provocaría un evento de lluvia y teniendo en cuenta el hecho de que la escorrentía y el transporte de sustancias por la misma varían espacialmente a lo largo de toda la cuenca, ya que las características topográficas y pluviométricas son diferentes de unas zonas a otras (Contreras, 2007).

El modelo comprende tres módulos, el primero de ellos se aplica a pequeña escala, a una celda de suelo agrícola en la que se produce aporte de herbicida, en cambio, los dos siguientes comprenden un cálculo distribuido, al tratar cada una de las celdas en las que se divide la subcuenca.

1. Cálculo de la concentración de herbicida en el agua de escorrentía en una celda.
2. Cálculo de la carga de compuesto que aporta cada celda de la cuenca.
3. Cálculo de la concentración y carga de compuesto a la salida de la cuenca.

A continuación se expone el desarrollo del modelo, con la definición de parámetros de entrada, variables de estado y relaciones entre ambas para cada proceso incluido en el mismo, definiendo la escala espacio-temporal para la que dicha caracterización es válida, siendo el programa de cálculo numérico MATLAB 7.0 la herramienta utilizada para la implementación del esquema.

2.1.1. Cálculo de la concentración de herbicida en el agua de escorrentía en una celda

Los procesos que considera el modelo paramétrico son la degradación del compuesto en el suelo, desorción de éste hacia la fase acuosa de la escorrentía y degradación en la misma. A la hora de desarrollar el modelo, se ha de tener en cuenta que estos procesos ocurren a diferentes escalas de tiempo, ya que la cantidad de sustancia en el suelo variará más lentamente que la cantidad presente en el agua de escorrentía, tomando una escala de tiempo de días y de minutos, respectivamente.

Numerosos estudios (Martínez, 1996, Fuentes et al., 2000, Martínez et al., 2003) demuestran que la degradación del compuesto en el suelo puede modelarse a escala diaria o superior mediante una ley exponencial negativa en la que la concentración de sustancia en un momento dado depende de la concentración de sustancia inicial, así como del período de tiempo transcurrido desde el momento de la aplicación o tiempo en el que se da dicha concentración inicial:

$$C_{suelo}(t) = C_0(t_0) \cdot e^{-\alpha \cdot (t - t_0)} \quad (1)$$

siendo C_{suelo} la concentración presente en el suelo fuera de la capa de mezcla en un tiempo determinado t [ML^{-3}]; C_0 la concentración inicial de partida en un tiempo t_0 [ML^{-3}]; $t\text{-}t_0$ el tiempo transcurrido desde el aporte de sustancia y α un parámetro relacionado con la velocidad de degradación de la sustancia [T^{-1}].

El proceso de transferencia de sustancias al flujo de escorrentía durante un evento de lluvia, está dominado por el control que el suelo ejerce tanto sobre la generación de escorrentía como sobre la dinámica de sorción. La zona del suelo que contribuye a la presencia de sustancia en el flujo superficial de agua, es decir, la zona donde interaccionan los componentes del suelo y el agua de lluvia no infiltrada (exceso de lluvia) se define como "capa de mezcla". En dicha zona, desde que se inicia la lluvia hasta que se produce el encharcamiento de la superficie del suelo (inicio de escorrentía) se lleva a cabo el proceso por el que tienden a equilibrarse la concentración de sustancia en la fase sólida del suelo y en la solución acuosa del mismo (Nofuentes y Polo, 2008), con velocidades de infiltración que en general permiten admitir esta hipótesis en la mayoría de los casos. Cuando el flujo de la saturación superficial se produce por inundación súbita y caudales circulantes muy elevados, esta hipótesis no es válida (Nofuentes y Polo, 2008). Es en esta capa hacia donde tiene lugar la desorción del soluto desde el sustrato edáfico y, en condiciones de equilibrio, la descripción del proceso se puede hacer mediante la ecuación no lineal de Freundlich:

$$C_{suelo} = kf \cdot C_{solución}^{nf} \quad (2)$$

siendo $C_{solución}$ la concentración de herbicida en la solución acuosa de la capa de mezcla, [ML^{-3}]; C_{suelo} la concentración de herbicida en la fase sólida del suelo en la capa de mezcla en un estado de equilibrio [MM^{-1}] y kf y nf son dos constantes características relacionadas con la capacidad de adsorción-desorción del compuesto.

El tercer proceso implicado es el de variación de la concentración de sustancia en el flujo de escorrentía desde la capa de mezcla. Se admite como hipótesis de cálculo que al inicio de la escorrentía se ha alcanzado el equilibrio en la capa de mezcla, produciéndose mezcla instantánea, por lo que la concentración química en el agua de escorrentía sería la misma que en el agua infiltrada. La evolución de la transferencia de solutos desde el suelo al agua de escorrentía arroja valores decrecientes a medida que el agua de lluvia lava los primeros centímetros del perfil de suelo; por tanto, depende de la intensidad de lluvia y su variación temporal. Resultados de estudios anteriores corroboran el hecho de que la variación de la concentración de sustancias en el flujo de escorrentía podría ajustarse a una ley exponencial negativa. A partir del momento en el que empieza a haber escorrentía, la concentración en el flujo de escorrentía sería para un tiempo dado:

$$C_{esc}(t) = C_{solución}(t) \cdot e^{-\beta \cdot (t - t_0)} \quad (3)$$

siendo $C_{solución}$ la concentración de sustancia en la solución de la capa de mezcla en el inicio de la escorrentía, en equilibrio con la fase sólida bajo el supuesto anteriormente admitido [MT^{-3}] y β un parámetro relacionado con la velocidad de disminución de los valores de concentración [T^{-1}].

Al aplicarse el modelo a un tramo espacial equivalente a una celda del Modelo Digital del Territorio, los valores de los parámetros están sujetos a efectos de escala. En este trabajo se admiten los valores de la isoterma a escala de laboratorio y los parámetros α y β se extraen de anteriores estudios. La escorrentía horaria media en una celda a partir de la cual se inicia el proceso de transferencia se genera siguiendo la metodología desarrollada en un estudio anterior en la zona (Aguilar, 2008). En la figura 1 se presenta el diagrama de flujo del modelo generado.

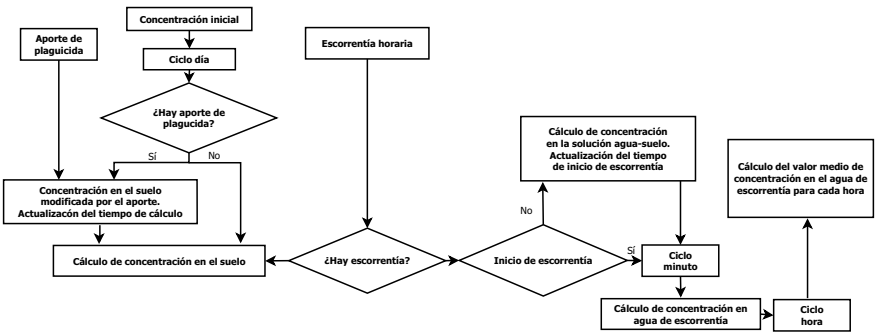


Figura 1. Diagrama de flujo del modelo de transferencia de herbicida al agua de escorrentía.

2.1.2. Cálculo de la carga de herbicida que aporta cada celda de la cuenca

La carga de compuesto que va a aportar cada celda de suelo agrícola a la escorrentía se calcula según los datos de concentración horaria obtenidos en el módulo anterior y la escorrentía producida en la celda por un determinado evento, generada siguiendo la metodología desarrollada por Aguilar (2008). El cálculo horario es debido a las restricciones usuales impuestas por el cálculo de la generación de escorrentía a partir de datos de precipitación normalmente horarios.

2.1.3. Cálculo de los aportes a la salida de la cuenca

Para evaluar el aporte total en el punto de salida de la cuenca a lo largo de un evento de escorrentía, reflejo de la cantidad de contaminante que la subcuenca va a verter al cauce principal, se determina qué celdas en cada una de las horas del evento de escorrentía llegan a la salida de la cuenca y se suman las cargas resultantes cada hora. Posteriormente se irán acumulando las cargas aportadas en las sucesivas horas, gracias al conocimiento del tiempo de viaje de cada una de las celdas que producen dichas cargas, entendido como el tiempo que tardaría el exceso de lluvia de una celda concreta en llegar desde la misma al punto de desagüe, con la carga asociada de sustancias (Aguilar, 2008). Dicho parámetro se calcula considerando una velocidad de avance efectiva del flujo en cada celda (homogénea en toda la superficie de cálculo, al ser la totalidad de la cubierta de carácter agrícola y por tanto con características similares en lo que a rugosidad del terreno se refiere) y teniendo en cuenta las direcciones del mismo hasta alcanzar el punto de desagüe.

Determinada la carga vertida a la salida de la cuenca, con la escorrentía en dicho punto, generada siguiendo la metodología desarrollada por Aguilar (2008), se calcula la curva de carga de compuesto en el agua de escorrentía a la salida de la cuenca. Se obtiene así el polutograma para el período estudiado y, con ello, una idea de en qué medida la subcuenca va a contribuir a la contaminación de las aguas del cauce principal.

2.2. Análisis de sensibilidad

El análisis de sensibilidad se realiza a través de la "perturbación de parámetros", es decir, se varía un parámetro

del modelo mientras el resto permanecen constantes, de modo que las variaciones sufridas en las variables de estado reflejan la sensibilidad de la solución al parámetro modificado (Chapra, 1997).

Se simula el proceso para el herbicida Diurón, del grupo de los derivados de la urea y los uracilos. Este compuesto se fija fuertemente a los coloides del suelo y tiene una vida media de hasta 11 meses, en agua se adsorbe parcialmente en el sedimento, siendo su degradación en este medio muy lenta, por lo que las altas concentraciones de compuesto en escorrentía pueden llegar a ser enormemente perjudiciales. Existen diversos estudios que recogen el valor de los parámetros para el caso de este compuesto tomados como referencia a la hora de realizar la simulación, los cuales se presentan en la tabla 1.

Tabla 1. Parámetros de referencia

α (días^{-1}) [1]	kf [2]	nf [2]	β [3] (min^{-1})
0.01	6	0.88	0.042

[1] α=0.693/$t_{1/2}$, siendo $t_{1/2}$ (tiempo de vida medio del diurón) de 64 días.
[2] Gaillardon, 1997.
[3] Para un coeficiente de escorrentía de 0.02 % (Galindo, 2006)

3. APLICACIÓN A LA SUBCUENCA NARILA

3.1. Caracterización del área de estudio

La zona de aplicación del modelo es la subcuenca de Narila, ubicada en la parte alta del río Guadalfeo, situado al sur de la provincia de Granada, en la vertiente sur de Sierra Nevada, y con una extensión de 1786 ha. En la zona más baja de la subcuenca, cerca del punto de desagüe, existen 411 ha de tierras dedicadas al cultivo, lo que implica el aporte de herbicidas al cauce principal desde estas áreas en épocas de escorrentía.

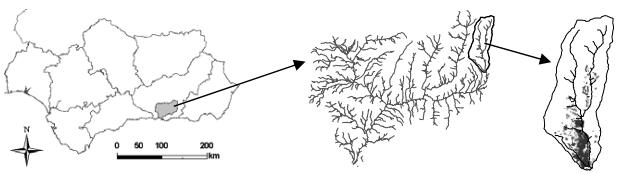


Figura 2. Localización de la subcuenca Narila y usos de suelo agrícola en la zona.

La simulación se realiza a lo largo del año 2004 y la cantidad de herbicida presente en el suelo en el momento de la aplicación, suponiendo que anteriormente ha habido algún aporte de compuesto, se establece en 0.05 µg kg^{-1}. La dosis aplicada en una parcela de 30 x 30 m^2, asumiendo a una profundidad de 30 cm la zona de acción del herbicida, es de 1 kg de diurón (según ensayos de Gaillardon, 1997), realizando dos aportes espaciados en el tiempo, uno el 15 de marzo y otro el 15 de septiembre.

3.3. Escorrentía y evolución de la concentración de soluto

La escorrentía generada a lo largo del año (figura 3.a) refleja el patrón estacional común al clima mediterráneo. La aplicación del herbicida antes de la época de lluvia (marzo o septiembre) conllevaría a un mayor grado de contaminación en las aguas que una aplicación durante el período seco. La figura 3.b refleja la concentración de herbicida en el suelo para un estado del sistema edáfico en equilibrio variando de forma exponencial a lo largo del año, según los aportes efectuados. El aporte de primavera incrementaría la concentración de compuesto hasta los 3086 µg kg^{-1}, y en el de otoño, debido a la cantidad de herbicida remanente que habría quedado en el suelo se alcanzarían concentraciones algo mayores, de hasta 3581 µg kg^{-1}. La simulación del proceso de transferencia al agua de escorrentía (figura 3.c) muestra la cantidad de herbicida desorbido hacia la capa de mezcla, que evolucionará a lo largo del evento en el agua de escorrentía.

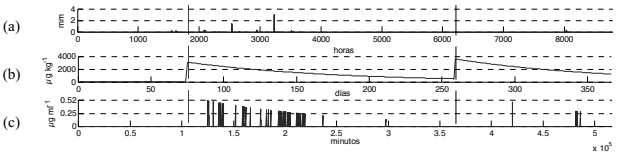


Figura 3. Representación de las distintas variables a lo largo del año: eventos de escorrentía (a), concentración de herbicida en el suelo (b) y concentración de herbicida en la capa de mezcla y en el agua de escorrentía al inicio de cada evento (c). Las 2 líneas verticales indican los momentos de aporte de herbicida.

La concentración de herbicida en el agua de escorrentía para el período y condiciones estudiadas alcanza los 0.51 μg ml^{-1} al inicio de la primera hora de escorrentía desde el primer aporte, mientras que la concentración obtenida en la escorrentía tras el segundo aporte es algo menor, al transcurrir más tiempo entre la aplicación y la ocurrencia de la escorrentía. En primavera tiene lugar la mayor generación de escorrentía del año, por lo que los resultados que de aquí en adelante se exponen corresponden al primer evento de escorrentía ocurrido tras el primer aporte, el día 27 de marzo, de 6 horas de duración (figura 4).

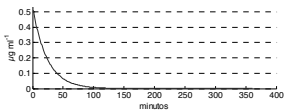


Figura 4. Concentración de compuesto en el agua a lo largo del evento de escorrentía del 27 de marzo, de 6 horas de duración.

3.3. Análisis de sensibilidad

En la tabla 2 se expone el valor de las variables de estado para el evento de escorrentía del 27 de marzo, y el código referido a cada variable simulada, resultados correspondientes a la simulación de referencia.

Tabla 2. Resultados de la simulación para los parámetros de referencia

Código	Variable simulada	Valor
1	Concentración de herbicida en el suelo al inicio del evento (μg kg^{-1})	2737
2	Concentración de herbicida en la capa de mezcla y en el agua de escorrentía al inicio del evento (μg ml^{-1})	0.5101
3	Concentración de herbicida en el agua de escorrentía al final de la primera hora del evento (μg ml^{-1})	0.0410

3.3.1. Parámetro de degradación en el suelo

El parámetro α depende, entre otros factores, por un lado del tipo de suelo (contenido en materia orgánica, arcillas y carbonato cálcico) y del herbicida aplicado, ya que no todos son degradados a una misma velocidad y, por otro, del período de tiempo durante el cual se ha estado empleando reiteradamente el herbicida en el suelo y de la época del año. Se realiza el análisis de sensibilidad para un intervalo de α de 0.01 a 0.1, definidos como umbrales del valor para una tasa de degradación baja y alta según Barry et al. (1993). De este modo, la diferencia de los resultados obtenidos con respecto al nivel de referencia (figura 5) refleja una variación similar en las tres variables de estado, aumentando las concentraciones en casi un 20% al disminuir α desde el valor de referencia hasta 0.001, mientras que un aumento de α a 0.1 disminuye la concentración de herbicida en un 70%.

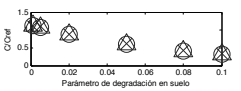


Figura 5. Concentración de herbicida respecto al nivel de referencia. X En el suelo al inicio del evento de escorrentía, Δ en la capa de mezcla y en el agua de escorrentía al inicio del evento, O en el agua de escorrentía al final de la primera hora del evento.

3.3.2. Parámetros de desorción hacia la capa de mezcla

El valor de kf corresponde a la cantidad de herbicida desorbido cuando la concentración del mismo en el equilibrio es la unidad y se considera como una medida de la capacidad de adsorción-desorción del suelo para el herbicida en cuestión, mientras que el parámetro nf se refiere a la intensidad de adsorción-desorción. La solubilidad de las sustancias aumenta a medida que lo hace la temperatura del agua, al mismo tiempo que disminuye su adsorción por las partículas del suelo y plantas, lo que contribuye al aumento de su concentración en el agua de escorrentía. Se realiza el análisis de sensibilidad para un intervalo de kf de 3 a 20 y nf de 0.2 a 1.

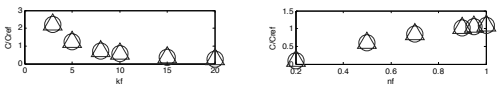


Figura 6. Concentración de herbicida respecto al nivel de referencia. Δ En la capa de mezcla y en el agua de escorrentía al inicio del evento, O en el agua de escorrentía al final de la primera hora del evento, en el análisis de sensibilidad de kf (a) y nf (b).

La figura 6 muestra que la variación de la concentración de herbicida en la capa de mezcla y en el agua de escorrentía es similar, siendo ambas variables más sensibles a cambios en la capacidad de desorción (parámetro kf) que en la intensidad de desorción (nf), presentando la primera incrementos de concentración de más del 100% al disminuir kf a la mitad.

3.3.3. Parámetro de variación en el agua de escorrentía

El análisis de sensibilidad del parámetro β, reflejo de la variación de la concentración de herbicida en el agua de escorrentía (Galindo (2006) encontró distintos valores de β en función, entre otros factores, del coeficiente de escorrentía) se presenta en la figura 7, para un intervalo de β de 0.005 a 0.08.

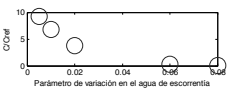


Figura 7. Concentración de herbicida respecto al nivel de referencia en el agua de escorrentía al final de la primera hora del evento.

Los resultados muestran la enorme sensibilidad del modelo a cambios del parámetro. Disminuciones a la mitad del valor de referencia arrojan valores de concentración de más de 400% por encima del resultado de referencia.

3.4. Cálculo de la carga de herbicida que aporta cada celda de la cuenca

En la figura 8 se presentan los mapas de carga generados a lo largo de las 5 primeras horas del evento, resultando menores cargas a medida que avanza el evento, como consecuencia del lavado del compuesto, de manera que, en la sexta hora del evento, la carga generada en la celda sería despreciable, del orden de 10^{-7} g h^{-1}.

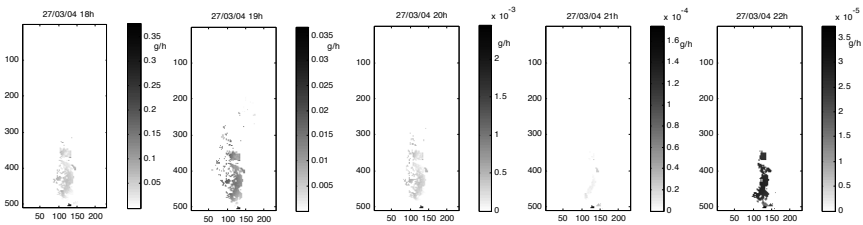


Figura 8. Carga de herbicida generada en cada celda agrícola (g h^{-1}) a lo largo de las 5 primeras horas del evento del 27 de marzo.

3.5. Cálculo de aportes a la salida de la cuenca

La determinación los aportes de herbicida en el punto de salida de la cuenca, resulta de gran interés a la hora de evaluar la calidad del agua que el conjunto de la subcuenca vierte al cauce principal. La carga de compuesto transportada por la escorrentía superficial desde cada uno de los puntos de la cuenca hasta la salida de la misma se presenta en la figura 9.

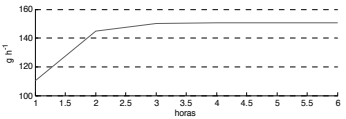


Figura 9. Carga de herbicida generada en el punto de salida de la subcuenca Narila (g h^{-1}) a lo largo del evento del 27 de marzo.

4. CONCLUSIONES

El modelo distribuido elaborado recoge a escala de celda la transferencia de sustancias al flujo de escorrentía superficial y circula su carga hasta el punto de salida de la cuenca estudiada, teniendo en cuenta la variabilidad interna del sistema. La simplicidad del modelo permite su calibración a partir de datos de calidad de agua, con sólo dos parámetros, α y β. Aunque el ejemplo de cálculo se ha efectuado para un herbicida dado, el modelo es fácilmente adaptable a otras sustancias similares, en el caso de nutrientes habría que incluir otros procesos para modelar su evolución en el suelo a lo largo del año, por tanto, constituye una primera aproximación para cuantificar la calidad del agua de escorrentía superficial. El análisis realizado refleja la importancia de calibrar adecuadamente el parámetro β, pues el modelo muestra una gran sensibilidad a cambios en el mismo. En la actualidad se está aplicando el modelo propuesto en cuencas agrícolas de tamaño reducido, con disponibilidad suficiente de datos, para contrastar la validez de esta aproximación paramétrica. En el futuro se incorporarán asimismo los procesos de aumento de la retención del compuesto en el suelo con el tiempo, así como de difusión en el flujo de escorrentía superficial, para mejorar la representatividad del modelo a escala de cuenca.

REFERENCIAS

Aguilar, C. 2008. Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Tesis doctoral. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Universidad de Córdoba.

Barry D. y William Mc. 1993. A screening method to identify the probabilities of pesticide leaching. *Agric. Water Management*. *25*, 23-34.

Chapra, S.C. 1997. Surface Water-Quality Modeling. McGraw-Hill. Nueva York.

Contreras, E. 2007. Transferencia de solutos al agua de escorrentía**.** Monografías 2007, Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola, Universidad de Córdoba. Enlace web: http://www.cuencaguadalfeo.com/publicaciones.html

Gaillardon P. 1997. Desorption of Diuron and Isoproturon from Undispersed Clay Loam Soil. *Pestic. Sci*. *51*, 185-193.

Galindo, P. 2006. Transferencia de herbicidas al flujo de escorrentía superficial en olivar de no laboreo con bandas de cubierta vegetal. Monografías 2007. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Córdoba. ISBN: 978-84-690-4413-1.

Galindo, P., Polo, M.J. y de Luna, E. 2007. Transport by runoff of herbicides used in olive orchards: The role of physico-chemical characteristics. *Olea FAO Olive Network*. ISSN: 0214-6614, 26, 44-47.

Gao, B., M.T. Walter, T.S. Steenhuis, W.L. Hogarth, J.-Y. Parlange. 2004. Rainfall Induced Chemical Transport from Soil to Runoff: Theory and Experiments. *J. Hydrol*. *295*, 291-304

Martínez, L. 1996. Estudio del comportamiento en el medio ambiente de los herbicidas empleados en el maiz. Tesis doctoral. Facultad de Ciencas Químicas. Madrid.

Martínez, M.J., Farsaoui K., de Prado, R. Peña, F. 2003 Estudio comparativo de degradación de simazina para diferentes sistemas de manejo del suelo en el olivar. XI Simposium Cientifico-Tecnico Expoliva 2003. Jaen, 14-16 de mayo de 2003.

Nofuentes, M., y Polo, M.J., 2008. A first approach to the characterization of solute transfer from soil to runoff in transient shallow flows. *Geophys. Res. Letters*. *35*, L17406, doi:10.1029/2008GL034578.

Pignatello J.J., Fernandino, F.J. y Huang, L.O. 1993. Elution of aged and freshly added herbicides from a soil. *Env. Sci. Technology*. 27, 1563-1571.

Fuentes, R., Umaña, L., Manquián N., Cristo, R. 2000. Proposición de un modelo matemático simple de persistencia de herbicidas en el suelo. *Pesq. Agropec. Bras*. *35* (12), ISSN 0100-204X. doi: 10.1590/S0100-204X2000001200001.

Seoánez, M. 1977. La contaminación agraria. *Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias.* Ministerio de Agricultura. Madrid

Wauchope, R. D. y Leonard R. A. 1980. Maximun pesticide concentrations in agricultural runoff: a semiempirical prediction formula. *J. Environ. Qual*. *9*, 665-672.

Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol IX, O. Silva et al.
Barcelona, 18 a 20 de Noviembre, 2009

DEVELOPMENT AND VERIFICATION OF AN EMITTER SUPPLY RADIUS EQUATION FOR 3-DIMENSIONAL GREEN-AMPT INFILTRATION

Leslie C. Gowdish and Rafael Muñoz-Carpena*

Agricultural & Biological Engineering Department
University of Florida, Frazier Rogers Hall, PO Box 110570 Gainesville, FL 32611 (EEUU)

Palabras clave: Infiltración puntual, emisor de gotero, radio húmedo, Green-Ampt, modelos de simulación

RESUMEN. *La simulación de la infiltración en el suelo del agua procedente de un gotero es importante de cara a la optimización del riego localizado. Un modelo de simulación prometedor es el de base física basado en la extensión a coordenadas (hemi)cilíndricas de la ecuación de Green-Ampt (3DGA). Una de las desventajas de 3DGA es no incluye explícitamente el caudal del emisor, aunque este puede estimarse implícitamente a través del radio húmedo del suelo en el emisor, r_o, que sí está incluído en 3DGA. Philip propuso una ecuación para la estimación de r_o basada en el concepto del radio húmedo mínimo del suelo necesario para acomodar un caudal de emisor determinado. Sin embargo la evaluación inicial de esta ecuación combinada con 3DGA no produjo buenos resultados para algunos suelos. Se propone la generalización de la ecuación de Philip como función del caudal del emisor, conductividad hidráulica saturada del suelo, y succión en el frente de Green-Ampt. Se compararon los resultados para sucesos de infiltración obtenidos mediante la combinación de 3DGA con la nueva ecuación y la original de Philip, frente a los resultados de la solución en 2-dimensiones de la ecuación de Richards obtenidos con el modelo Hydrus-2D para un rango amplio de suelos. Los buenos resultados obtenidos con la ecuación revisada de r_o indican que su combinación con 3DGA representa un modelo útil para el riego localizado.*

ABSTRACT. *Drip irrigation technology has become an increasingly popular agricultural practice. To optimize the water application it is important to accurately describe the 3-dimensional soil infiltration pattern. Numerical models, when sufficiently validated, can become an important tool to optimize the drip irrigation application rate. One such simplified, physically-based model is the Green-Ampt Infiltration method extended to hemi-cylindrical coordinates (3DGA). One drawback to the model, however, is that the flow rate from the emitter is implicit, in that it is built in the emitter supply radius parameter, r_o. Philip developed an equation for calculating the minimum radius needed to accommodate a given flow indefinitely. However, initial testing of this equation showed that it did not provide good results in some cases when used with 3DGA. An equation for the supply radius is proposed based on the generalization of Philip equation as a function of emitter flow rate, saturated hydraulic conductivity and suction at the wetting front. Both Philip's equation and the proposed equation combined with the 3DGA model were compared for a wide variety of soils to results from the Hydrus-2D two-dimensional numerical solution of Richards' equation. The results showed that the latter is a useful method for calculating the supply radius parameter for use in 3DGA.*

1. INTRODUCTION

Modeling of intensive bed management systems (plastic mulch, drip irrigation) has gained increasing interest. The use of Richards' equation (1931), while very accurate, can be computationally inefficient and requires extensive input data that, if available, can lead to parameterization errors. Alternatively, 1-dimensional approximate models have been used in the past, however, studies have shown that in actuality the soil water flow path is quasi-spherical in shape and therefore requires a 2/3-D description (Warrick, 1974; Clark et al., 2006; Healy and Warrick, 1988). With this in mind, it would be desirable to find a quasi-spherical model that is also an approximate physically-based model. One such model is the 3-dimensional Green-Ampt (3DGA) model (Chu, 1994). This model was compared to other quasi 3-dimensional point source models, including two based from Richards' equation, as well as published data, and found to provide good results (Gowdish, 2007). However, one drawback to this model is that the flow rate from the emitter is implicit, in that it is built in the

emitter supply radius, r_o, parameter. Chu (1994) also assumes that the supply radius is a known parameter. An equation defining this supply radius was not included in the original development of the model and, therefore, would need to be determined in an alternative manner.

One method for determining the supply radius is to directly measure the saturated wetted radius that develops on the surface of the soil. While this would provide a good estimate, it is not practical in most applications and can be difficult to measure properly. In addition, there is no standard by which one can determine what is considered the supply radius versus the actual wetting front advancing through the soil. Therefore, there is still a need for an equation for calculating the supply radius for use in the 3DGA model. Interestingly, a number of models have been developed that use the assumption of a supply radius (Philip, 1984; Raats, 1971; Warrick and Lomen, 1976; Wooding, 1968; Parlange, 1973; Warrick, 1974), though, very few formulations for an equation describing the supply radius have been attempted.

One paper developed an equation for calculating the supply radius specifically for the 3DGA model (Sepaskhah and Chitsaz, 2004). The empirical equation was developed using multiple regression analysis, with data obtained by measuring different values of the supply radius for various soils (differing saturated hydraulic conductivities) and varying emitter flow rates. However, the details of the methodology were unclear and the equation did not appear to give good results. An alternative for calculating the supply radius is Philip's equation (1969) which gives the minimum radius needed to accommodate a given flow rate indefinitely. Clothier and Scotter (1982) compared Philip's minimum radius against measured supply radii and found them to be similar. A drawback, however, is that the equation is parameter intensive. Therefore, an alternative equation for calculating the supply radius is needed.

The purpose of this paper is to develop an equation for calculating the supply radius parameter in the 3DGA model that is a function of the emitter flow rate. Furthermore, the results of using the proposed equation within the 3DGA model will be compared to results from using the two other alternative methods presented (Sepaskhah and Chitsaz, 2004; Philip, 1969) within the 3DGA model.

2. METHODS

2.1. 3-dimensional Green-Ampt infiltration

Soil moisture flow can best be described by combining Darcy's Law with the continuity equation, resulting in a theoretical partial differential equation known as Richard's equation (1931). While Richards' equation can produce accurate results, there are drawbacks to using it. Richard's equation does not have a general analytical solution, and therefore must be solved numerically. The numerical solutions of Richards' equation are computationally intensive, require extensive soil property data and generally involve fine spatial and temporal discretization. For this reason approximate, physically based approaches have been developed for modeling infiltration and soil water redistribution.

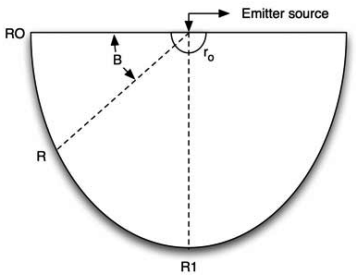


Figure 1. 3-dimensional Green-Ampt point-source wetting front

Under point source emitters a small ponded area on the soil surface can occur. This ponded area is similar to a hemispherical cavity of radius r_o (Fig. 1), which can be considered the source of water flow to the soil profile, having uniform flux from the surface of the cavity. Several methods have been developed, with good results, using this assumption (Raats, 1971; Parlange, 1973; Warrick, 1974). One such model which uses this assumption is the 3-dimensional Green-Ampt (3DGA) model (Chu, 1994). In addition to the cavity source, the 3DGA model assumes: a) water flows in a radial direction from the cavity source; b) water is assumed to enter the soil as a sharp wetting front which separates a saturated wetted zone from an unwetted zone; c) the soil is assumed to be deep and homogeneous; d) the soil is assumed to be at a uniform initial water content.

The sharp wetting front is of particular interest. It comes from studies which have shown that point source systems exhibit an average water content within the wetted area which changes very little in a given time period (Ben-Asher et al., 1986). This same concept is related to a sharp wetting front in that there is an infiltrated water content in the wetting front and beyond, the soil remains at initial water content.

From the principle of conservation of mass, the water flux through the wetted front is inversely proportional to the square of the radial distance, so that (Chu, 1994),

$$f = CR^{-2} \tag{1}$$

where f is the water flux density; C is the proportional constant; and R is the radial distance from a point along the wetted front to the source center.

Substituting Darcy's law in Eq. (1) rearranging, and integrating from $r = r_o$ to R and $h = 0$ to $-(S_{av} + R\sin B)$ results in,

$$C(r_o^{-1} - R^{-1}) = K_s(S_{av} + R\sin B) \tag{2}$$

where K_s is the saturated hydraulic conductivity of the soil; S_{av} is the average suction at the wetting front; r_o is the supply radius of the hemispherical cavity source; and B is the angle between the ground surface and wetted radius R.

Substituting C from Eq. (2) into Eq. (1) describes the equation for calculating the water flux density at any point along the wetted boundary as

$$f = \frac{K_s r_o R(S_{av} + R\sin B)}{R - r_o} R^{-2} \tag{3}$$

Applying the principle of conservation of mass

$$M\frac{dR}{dt} = \frac{K_s r_o (S_{av} + R\sin B)}{(R - r_o)R} \tag{4}$$

where M is the water content difference between the inside and outside of the wetting front. Rearranging Eq. (4) and integrating provides an equation for describing the change in shape of the wetting front as

$$\frac{1}{2}(R^2 - r_o^2) - (R - r_o)\left(r_o + \frac{S_{av}}{\sin B}\right) + \frac{S_{av}}{\sin B}\left(r_o + \frac{S_{av}}{\sin B}\right)\ln\left(\frac{R\sin B + S_{av}}{r_o \sin B + S_{av}}\right) = \sin B\frac{K_s r_o}{M}t \tag{5}$$

Given any angle from the ground surface, $0 < B < \pi$, the wetted radius can be calculated from Eq. (5). In particular, if $B = \pi/2$, $\sin B = 1$, and the calculated R would give the maximum depth of the wetting front ($R1$) as

$$\frac{1}{2}(R1^2 - r_o^2) - (R1 - r_o)(r_o + S_{av}) + S_{av}(r_o + S_{av})\ln\left(\frac{R1 + S_{av}}{r_o + S_{av}}\right) = \frac{K_s r_o}{M}t \tag{6}$$

Since Eq. (5) cannot be used to calculate the wetted radius at the ground surface, $B = 0$ or π so that $\sin B = 0$, an additional equation needs to formulated. Setting $\sin B = 0$ in Equation (4) and integrating provides the equation for calculating the radius of the wetting front at the ground surface radius ($R0$) as

$$\frac{1}{3}(R0^3 - r_o^3) - \frac{r_o}{2}(R0^2 - r_o^2) = \frac{K_s S_{av} r_o}{M}t \tag{7}$$

Eqs. (5) and (7) were solved for R and $R0$ for set times of t, using a program written in FORTRAN. In order for this methodology to be valid, the water content of the wetting front needs to be at or very near saturation meaning that the emitter discharge rate needs to equal the average infiltration capacity rate. This assumption makes sense for drip irrigation systems since quite often drip irrigation systems are designed so that emitter discharge rate equals infiltration capacity in order to minimize water losses.

2.2. Source radius calculation

2.2.1. Empirical approach

In order to validate the 3DGA method described by Chu (1994), Sepaskhah and Chitsaz (2004) developed an equation for calculation of the supply radius, r_o. The source radii of various soils, having different saturated hydraulic conductivities, K_s, for different emitter discharges, Q, were measured. A multiple linear regression analysis was then used to obtain an equation for r_o as a function of K_s and Q and found to be

$$r_o = 45.1 - 1196 \cdot K_s + 67.9 \cdot Q \tag{8}$$

with a coefficient of determination, r^2, of 0.61, where K_s has units of mms^{-1} and Q has units of mm^3s^{-1}.

While the graphical results provided in the paper appear to give good results, it is not possible to verify this due to the fact that some of the input data are missing. To test the applicability of this equation, it was compared to published data from an experiment described by Angelakis et al. (1993). Water was applied at a rate of 2,100 cm^3h^{-1} to a clay loam soil. At six predetermined times, 55, 170, 350, 590, 950 and 1545 minutes, the soil profile was sampled at various depths and distances from the source. Saturated and residual water content measured 0.52 cm^3cm^{-3} and 0.28 cm^3cm^{-3}, respectively, and the saturated hydraulic conductivity was calculated to be 0.85 cmh^{-1}. The fitted value of $\Delta\theta$ = 0.36 cm^3cm^{-3} was used for theoretical calculations. The suction at the wetted front for the 3DGA model was calculated to be S_{av} = 11.82 cm.

Using the above data, the Sepaskhah and Chitsaz (2004) r_o is calculated to be 3,965 cm. From this extremely large value alone we can see that this r_o will not provide acceptable results. Furthermore, the supply radius was measured to be approximately 8 cm, which is markedly smaller than the calculated value from Eq. (8). Lastly, when used in the 3DGA model with the above data and compared to the published data, the Nash and Sutcliffe (1970) coefficient of efficiencies for the ground surface wetted radius, $R0$, and the vertical wetted depth, $R1$, are -148420.0 and -524.64, respectively. Similar results were obtained for additional cases; therefore, this method for calculating the source radius for use in the 3DGA model has been excluded as a viable option.

2.2.2. Philip equation

Before Chu developed his 3DGA model, Philip (1969) developed a steady-state absorption solution in which the minimum cavity radius needed to accommodate a given Q indefinitely is calculated as

$$r_o^{\min} = Q\left[2\pi \int_{\theta_i}^{\theta_s} D d\theta\right]^{-1} \tag{9}$$

where D is the diffusivity that can be expressed by an exponential function of the form

$$D = a\exp(b\theta) \tag{10}$$

Using the scaling technique from Brutsaert (1979), a and b are defined as

$$a = \gamma S^2 \exp[-\beta\theta_i/(\theta_s - \theta_i)]/(\theta_s - \theta_i)^2 \quad \text{and} \quad b = \beta/(\theta_s - \theta_i) \tag{11}$$

where S is the sorptivity, θ_s and θ_i are saturated and initial water content, respectively, and γ and β are mutually dependent constants. The relationship between γ and β proposed by Brutsaert (1979) is

$$\gamma = \left\{\left[e^{\beta}(2\beta - 1)/\beta^2\right]\left[1 + e^{-\beta} M(-0.5, 0.5, \beta)/(2\beta - 1)\right]\right\}^{-1} \tag{12}$$

where $M(-0.5,0.5,\beta)$ is the confluent hypergeometric function, tabulated by Abramowitz and Stegun (1964).

Substituting Eq. (10) into Eq. (9) and integrating yields

$$r_o^{\min} = \frac{Qb}{2\pi a}\left[\exp(b\theta_s) - \exp(b\theta_i)\right]^{-1} \tag{13}$$

As presented in the results section below, testing of this equation as the supply radius parameter for the 3DGA model shows that it provides good results for sandy loam and loamy sand soils, but provides poor results for other soil types.

2.3. Proposed supply radius equation

Another drawback to Eq. (13) is that it requires more parameters than the 3DGA model. These additional parameters may not be known or have uncertainty, which can increase parameterization errors and thereby lead to a reduction in the accuracy of the model. Additionally, one of the benefits to using a simplified approximation solution, such as the 3DGA model, is the minimal number of parameters. Therefore, the next question would be can we simplify Philip's Equation? Substituting and rearranging components allowed a simplification of Eq. (13).

In order to simplify Philip's Equation (13) it was necessary to breakdown all the components, including the sorptivity parameter. Philip (1969) computed sorptivity as

$$S^2 \approx 2K_s S_{av}(\theta_s - \theta_i) \tag{14}$$

Eqs. (11), and (14) are then substituted into Eq. (13) and this rearranged and reduced to a simplified form

$$r_o^{simplified} = \zeta \cdot \frac{Q}{2\pi} \cdot K_s^{-1} S_{av}^{-1} \qquad \text{with} \qquad \zeta = \frac{\beta}{2\lambda\left[\exp(\beta) - 1\right]} \tag{15}$$

Since β and γ are mutually dependent constants (Eq. 12), Eq. (15) is simply a function of Q, K_s, S_{av} and a constant. Furthermore, Reichardt et al. (1972) proposed that β is a universal constant where $\beta = 8$. By using Eq. (16), γ is calculated to be 1.44 x 10^{-3}, and by using Eq. (15), ζ is calculated as 0.932.

While we have successfully simplified Philip's Equation, there is still the issue of poor results in some cases. Therefore, using the simplified form of Philip's Equation as a starting point, can we come up with a similar equation that will provide better results?

In order to obtain a similar equation to the Philip (1969) supply radius equation a Levenberg-Marquardt (LM) (Press, 1996) optimization method was used in combination with the 3DGA model. First, a numerical solution of Richards' equation was used to obtain *R0* and *R1*'s for the 11 USDA soil textural classifications (Table 1). The Richards' solution does not explicitly output *R0* and *R1* values, therefore, these wetting front locations must be calculated from the water content data. The water content used for defining the wetting front location is an arbitrary choice due to the fact that in multiple dimensions the area behind the wetting front does not have a uniform value (Healy and Warrick, 1988). Similar to a methodology used by Healy and Warrick (1988), the wetting front for the Richards' solution was assumed to be defined by the set of points such that $W_{wf} = 1.25W_{fc}$, where W_{wf} and W_{fc} are defined by

$$W_{wf} = (\theta_{wf} - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) \qquad \text{and} \qquad W_{fc} = (\theta_{fc} - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) \tag{16}$$

where θ_{wf} and θ_{fc} are the wetting front and field capacity water content, respectively.

Within the LM procedure, the saturated hydraulic conductivity, K_s, and supply radius, r_o, are optimized to give the best Nash and Sutcliffe (1970) coefficient of efficiencies for *R0* and *R1* for a given suction at the wetting front, S_{av}, and flow rate, Q. The S_{av} is then varied from 10 to 150 cm in 10 cm increments and the resulting optimized K_s and r_o found. This same procedure is repeated for two additional flow rates, for a total of 3 flow rates (0.5, 0.75 and 1.0 Lh^{-1}). This process is used to provide a range of values for all the parameters. A non-linear least-squares curve fitting search procedure (TableCurve 3D, SYSTAT Inc., Richmond, CA) was used to fit the data to a proposed supply radius equation similar in form to the Simplified Philip Eq. (15).

2.4. Verification of supply radius equations

The performance of the simplified Philip and proposed supply radius equations is assessed by comparison with a two-dimensional numerical solution of Richards' (1931) equation. The HYDRUS-2D (H2D) (Simunek et al., 1999) program was used in this comparison. The governing equations are solved numerically using a Galerkin type linear finite element method applied to a network of triangular elements. H2D has several options for the

parameterization of the unsaturated soil hydraulic properties, including Brooks and Corey (1964) and van Genuchten (1980).

Eleven soil types from the USDA's soil textural classifications were selected (Table 1). All the profiles were considered homogeneous, isotropic and of semi-infinite depth. Each soil is assumed to have an initial water content equal to the wilting point water content given in Table 1. The parameters (θ_s, θ_r, h_b, λ, K_s and θ_{wp} = wilting point water content) were selected for each soil texture according to Rawls et al. (1982, 1983). The value for S_{av} was calculated from those of Brooks and Corey (1964) according to

$$S_{av} = -h_b \cdot \frac{(2+3\cdot\lambda)}{(1+3\cdot\lambda)} \qquad 17)$$

where h_b is the bubbling pressure and λ is the pore size distribution index.

Table 1. van Genuchten water characteristic curve parameters used in Richards' numerical solutions (refer to Appendix for nomenclature)

Soil #	USDA texture	θ_s	θ_r	θ_{wp}	K_s (cm/h)	a^1 (cm^{-1})	n^1
1	Sand	0.417	0.020	0.033	23.56	0.07661	1.85371
2	Loamy sand	0.401	0.035	0.055	5.98	0.07142	1.63868
3	Sandy loam	0.412	0.041	0.095	2.18	0.04697	1.42072
4	Loam	0.434	0.027	0.117	1.32	0.06330	1.27539
5	Silt loam	0.486	0.015	0.133	0.68	0.03312	1.26035
6	Sandy clay loam	0.330	0.068	0.148	0.30	0.02413	1.36097
7	Clay loam	0.390	0.075	0.197	0.20	0.02612	1.27227
8	Silty clay loam	0.432	0.040	0.208	0.20	0.01988	1.20244
9	Sandy clay	0.321	0.109	0.239	0.12	0.02281	1.25269
10	Silty clay	0.423	0.056	0.250	0.10	0.01859	1.17254
11	Clay	0.385	0.090	0.272	0.06	0.01690	1.19104

In order to obtain convergence for all the soils, it was necessary to use the van Genuchten (1980) model to describe the soil water hydraulic properties. The corresponding van Genuchten parameters, α and n, were obtained using the RETC program (van Genuchten et al., 1991) based on the curves described by the Brooks-Corey parameters (Table 1). Once the parameters were obtained, the soil water retention curves for both models were compared to ensure that they were equivalent. Similar methods for converting Brooks and Corey (1964) parameters to van Genuchten (1980) parameters have been researched and shown to provide similar results (Stankovich and Lockington, 1995; Lenhard et al., 1989; van Genuchten and Nielsen, 1985; Morel-Setoux et al., 1996).

Two simulated irrigation events, with constant flow rates, were run for each soil type for 465 minutes. The two flow rates were 0.5 and 1.0 L/h. The goodness-of-fit of the entire simulation against the Richards' results were evaluated using the Nash and Sutcliffe (1970) coefficient of efficiency (C_{eff}) and the root mean squared error (RMSE) to demonstrate the effectiveness of the two supply radius calculations presented for *R0*, the ground surface radius, and *R1*, the vertical wetting front depth.

3. RESULTS AND DISCUSSION

A general supply radius equation similar in form to the Simplified Philip equation (19), as a function of S_{av}, K_s and Q, for the supply radius was found to be (adj-R^2=0.80-1.0),

$$r_o = 0.0265 \cdot Q \cdot S_{av}^{-0.6098} \cdot K_s^{-0.6555} \qquad (18)$$

The goodness-of-fit of the entire simulation against the Richards' results were evaluated using the Nash and Sutcliffe (1970) coefficient of efficiency (C_{eff}) and the root mean squared error (RMSE). Results obtained from using the simplified Philip and Proposed supply radius equations in the 3DGA model are compared to the Richards' model in Table 2.

The C_{effs} for the Simplified Philip equation for ground surface radius, R0, ranged from -13.46 to 0.96 with an average of -2.76 and the C_{effs} for maximum wetted depth, R1, ranged from -13.96 to 0.98 with an average of -2.54. For both R0 and R1 the extreme C_{effs} occurred in the Sandy Loam case (high) and the Clay case (low). The C_{effs} for the Proposed equation for R0 ranged from 0.52 to 0.96 with an average of 0.73 and the C_{effs} for maximum wetted depth R1 ranged from 0.60 to 0.97 with an average of 0.84. While the Simplified Philip

equation performed well in some of the cases, it can be seen that the Proposed supply radius equation (Eq. 18) does a markedly better job at predicting *R0* and *R1* when used within the 3DGA model.

Lastly, Figs. 2 (a-c) provide a graphical comparison of the wetting front shape at t = 1h and 6h for the Clay, Loam and Sand soils chosen to provide a range from coarsest to finest soils. Both the Philip and Proposed equation result in an elongated wet bulb shape for the Sand soil and a more symmetrical shape for the Clay soil which we would expect for these flow rates. However, it can be seen that for all three soils, the Proposed equation does a better job at predicting the overall shape of the wetting front, including not only the R0 and R1 points, but points along the entire wet bulb.

Table 2. Coefficient of efficiency and root mean square error (in parentheses) results of simulations for comparing Simplified Philip and Proposed supply radius equations in the 3DGA model for typical flow rates

USDA texture	Flow (Lh^{-1})	*R0*		*R1*	
		Philip	Proposed	Philip	Proposed
Sand	1.0	-0.030 (4.166)	0.570 (2.691)	0.827 (2.662)	0.988 (0.703)
Loamy sand	1.0	0.854 (1.551)	0.637 (2.446)	0.979 (0.793)	0.962 (1.076)
Sandy loam	1.0	0.977 (0.592)	0.679 (2.233)	0.997 (0.275)	0.807 (2.225)
Loam	0.5	0.598 (1.875)	0.873 (1.052)	0.280 (3.084)	0.955 (0.772)
Silt loam	0.5	0.146 (2.647)	0.986 (0.340)	-0.017 (3.203)	0.995 (0.234)
Sandy clay loam	0.5	0.239 (3.221)	0.726 (1.931)	0.173 (3.833)	0.749 (2.112)
Clay loam	0.5	-2.872 (6.583)	0.890 (1.110)	-2.245 (7.433)	0.864 (1.521)
Silty clay loam	0.5	-3.093 (6.204)	0.557 (2.041)	-2.694 (6.734)	0.671 (2.010)
Sandy clay	0.5	-3.635 (7.980)	0.541 (2.513)	-3.676 (9.186)	0.620 (2.620)
Silty clay	0.5	-9.942 (10.942)	0.849 (1.286)	-7.712 (11.737)	0.885 (1.350)
Clay	0.5	-13.544 (15.574)	0.918 (1.172)	-13.201 (17.084)	0.921 (1.273)

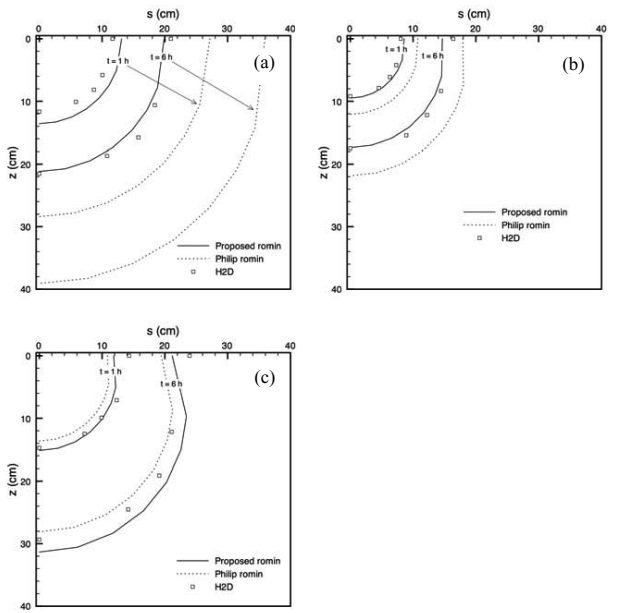


Figure 2. Wetting front shape at t = 1h and 6h for 3DGA and Richards' model, H2D, for: Clay soil (Q = 0.5 Lh-1); Loam soil (Q = 0.5 Lh-1); and Sand soil (Q = 1.0 Lh-1)

4. CONCLUSIONS

Drip irrigation technology has become an increasingly popular agricultural practice. Modeling of this technology has, therefore, become important in order to utilize this technology to its optimum potential. One such model is the 3DGA model; however, the emitter flow rate is not explicitly included in the model, but rather built into the supply radius parameter. Therefore, in order to use the model, a supply radius, r_o, must be determined. The most straightforward method is directly measuring the saturated radius that forms on the surface of the soil. However, since this is not convenient outside of a laboratory setting, equations that are a function of flow rate, Q, were examined. The equation developed by Philip (1969), was initially found to provide good results, however, it is parameter intensive. Therefore, a simplified form of the Philip Equation was developed and generalized for a wide range of soils. The proposed equation is valid for a wide range of soils and is a function of saturated hydraulic conductivity, K_s, effective suction at the wetting front S_{av} and emitter flow rate, Q. This equation provided good results for all the soils tested and, therefore, proved to be a viable method for calculating the supply radius parameter in the 3-dimensional Green-Ampt model.

Acknowledgements This work was supported by the Florida Department of Agriculture and Consumer Services under a grant entitled "Integration and Verification of Water Quality and Crop Yield Models for BMP Planning".

REFERENCES

Abramowitz, M., Stegun, I.A., Eds., 1964. Handbook of Mathematical Functions. *Applied Math Serial* Vol. 55, National Bureau of Standards, Washington, D.C.

Angelakis, A., Rolston, D., Kadir, T., Scott, V., 1993. Soil-Water Distribution Under Trickle Source. *J, of Irrigation and Drainage Engineerin*g 119(3), 484-499.

Ben-Asher, J., Charach, Ch., Zemel, A., 1986. Infiltration and Water Extraction from Trickle Irrigation Source: The Effective Hemisphere Model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 882-887.

Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic Properties of Porous Media. Hydrology Paper 3 Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Brutsaert, W., 1979. Universal Constants for Scaling the Exponential Soil Water Diffusivity. *Water Resources Research* 15, 481-483.

Chu, S.T., 1994. Green-Ampt Analysis of Wetting Patterns for Surface Emitters. *J. of Irrigation and Drainage Engineering* 120(2), 414-421.

Clark, G., Smajstrla, A., Munoz-Carpena, R., 2006. Application Volumes and Wetting Patterns for Scheduling Drip Irrigation in Florida Vegetable Production. IFAS Circular 1041, University of Florida, Gainesville, Florida.

Clothier, B.E., Scotter, D.R., 1982. Constant-Flux Infiltration from a Hemispherical Cavity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 696-700.

Gowdish, L., 2007. An Improved Green-Ampt Soil Infiltration and Redistribution Method and Its Application to 1-Dimensional and Quasi 3-Dimensional (Point Source) Flow Domains. Unpublished PhD Dissertation, University of Florida, Gainesville, Florida.

Healy, R.W., Warrick, A.W., 1988. A Generalized Solution to Infiltration from a Surface Point Source. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 52, 1245-1251.

Lenhard, R., Parker, J., Mishra, S., 1989. On the Correspondence Between Brooks and Corey and van Genuchten Models. *J, of Irrigation and Drainage Engineering* 115(4), 744-751.

Morel-Seytoux, H., Meyer, P., Nachabe, M., Touma, J., van Genuchten, M.Th., Lenhard, R., 1996. Parameter Equivalence for the Brooks and Corey and van Genuchten Soil Characteristics: Preserving the Effective Capillary Drive. *Water Resources Research* 32(5), 1251-1258.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part 1-A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology* 10, 282-290.

Parlange, J.-Y., 1973. Theory of water movements in soils: 10. Cavities with constant flux. *Soil Science* 116, 1-7.

Philip, J.R., 1969. Theory of Infiltration. *Advances in Hydroscience* 5, 215-296.

Philip, J.R., 1984. Steady Infiltration from Spherical Cavities. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 48, 724-729.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1996. Numerical Recipes in Fortran: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, Port Chester, New York.

Raats, P.A.C., 1971. Steady Infiltration from point sources, cavities and basins. *Soil Sci. Soc. Am. Proc*. 35, 689-694.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Miller, N., 1983. Green-Ampt Infiltration Parameters from Soils Data. *Journal of Hydraulic Engineering* 109(1), 62 – 70.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E., 1982. Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE* 25(5), 1316 – 1330.

Reichardt, K., Nielsen, D.R., Biggar, J.W., 1972. Scaling of Horizontal Infiltration into Homogeneous Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc*. 36, 241-245.

Richards, L.A., 1931. Capillary Conduction through Porous Mediums. *Physics* 1, 313-318.

Sepaskhah, A.R., Chitsaz, H., 2004. Validating the Green-Ampt Analysis of Wetted Radius and Depth in Trickle Irrigation. *Biosystems Engineering* 89(2), 231-236.

Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M. Th., 1999. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. IGWMC-TPS 53, Version 2.0, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colo.

Stankovich, J.M., Lockington, D.A., 1995. Brooks and Corey and van Genuchten Soil-Water Retention Models. *J, of Irrigation and Drainage Engineering* 121(1), 1-7.

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.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Yates, S.R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. EPA Report: EPA/600/2-91/065, Ada, Oklahoma.

van Genuchten, M.Th., Nielsen, D.R., 1985. On Describing and Predicting the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. *Ann. Geophysics* 3(5), 615-628.

Warrick, A.W., 1974. Time-Dependent Linearized Infiltration : I. Point Sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 38(3), 383-386.

Warrick, A.W., Lomen, D.O., 1976. Time-Dependent Linearized Infiltration: III. Strip and Disc Sources. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 40(5), 639-643.

Wooding, R.A., 1968. Steady Infiltration from a Shallow Circular Pond. *Water Resources Research* 4(6), 1259-1273

APPLICATION OF A LAND SURFACE MODEL THAT INCLUDES FOG DEPOSITION OVER A TREE HEATH-LAUREL FOREST IN GARAJONAY NATIONAL PARK (LA GOMERA, SPAIN)

Genki Katata[1], Carlos M. Regalado[2], Axel Ritter[2] and Haruyasu Nagai[1]

1: Japan Atomic Energy Agency
2-4 Shirakata-shirane, Tokai
Ibaraki 319-1195 Japan
e-mail: katata.genki@jaea.go.jp

2: Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA)
Dep. Suelos y Riegos
Apdo. 60 La Laguna
38200 Tenerife
e-mail: cregalad@icia.es, aritter@icia.es, web: http://www.icia.es

Keywords: cloud water deposition, evaporation, land surface model, laurel forest, soil water content.

RESUMEN. *Se aplicó un modelo unidimensional multicapa atmósfera-suelo-vegetación (SOLVEG) que incluye deposición de agua atmosférica (niebla). El modelo permitió cuantificar la distribución del contenido de humedad en la zona no saturada y la cantidad de niebla interceptada que llega a la superficie del suelo de una cuenca de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay (La Gomera, España). El modelo permite dar cuenta tanto de la deposición de agua atmosférica sobre hojas lanceoladas, como la captación de niebla por hojas aciculadas en un bosque mixto de fayal-brezal. El modelo se evaluó comparando medidas de contenido de agua en el horizonte superficial del suelo y de transpiración con las predicciones del modelo SOLVEG obtenidas a partir de registros de variables micrometeorológicas y de captura artificial de niebla. El aporte anual de agua de niebla al suelo se estima en 110 mm, lo que equivale a un 18% de la precipitación. Es necesario, sin embargo, seguir investigando para reducir la incertidumbre de los parámetros del modelo y estimar así con mayor fiabilidad la contribución del agua de niebla al bosque de laurisilva.*

ABSTRACT. *A one-dimensional multilayer atmosphere-soil-vegetation model (SOLVEG) that includes cloud water (fog) deposition onto vegetation was used to quantify the distribution of water content in the vadose zone and the amount of intercepted fog reaching the ground in a 'laurisilva' watershed of the Garajonay National Park (La Gomera, Spain). The model allows both fog water deposition onto broad laurel-type leaves and fog collection by needle-like leaves in a mixed tree heath-laurel forest to be included. Measurements made of both the soil water content in the top soil layers and the transpiration rate were compared with SOLVEG predictions, which were made using micrometeorological and artificial fog water capture records. The annual fog deposition on the forest soil was estimated to be 110 mm, which corresponds to 18% of annual precipitation. Further studies are necessary to reduce the uncertainties in the simulation parameters, and in order to obtain better estimates of fog water deposition and its impact on water resources in the laurel forest.*

1. INTRODUCTION

The tree heath-laurel 'laurisilva' relict forests of the Canary Islands (Spain) are comprised of both broad and needle-like leaved endemic tree species that are influenced by fog (Pérez de Paz, 1990). However, the role of the fog, although long acknowledged to be important in the survival of the 'laurisilva' forests, has only recently been identified (Ritter et al., 2008; 2009a). The studies indicate that the fog may reduce the transpiration of the 'laurisilva' tree species because of the accompanying decrease in temperature and radiation attenuation that take place during cloud immersion (Ritter et al., 2009a). Furthermore, Ritter et al. (2008; 2009b) concluded that, although the turbulent deposition of fog droplets onto plant elements and subsequent gravitational precipitation

to the ground may represent an additional soil water source, this may be only relevant in well-exposed windy areas. The conclusions, however, were obtained using a simple particle impaction model that included several assumptions made regarding the fog collection process, and thus require further validation. For example, based on standard theories of aerosol impaction dynamics (Friedlander, 2000), Ritter et al. (2008) assumed the amount of fog collected by broad leaf laurel-like 'laurisilva' species to be negligible. In addition, for the sake of simplicity wind speed and fog Liquid Water Content (LWC) were assumed to be constant with decreasing tree height within the canopy. Their model predictions were also not compared with data on soil water content or transpiration measurements obtained using, for example, sap flow sensors. In general direct comparison of measurements with previous fog models estimates, such as those of the multilayer model of Lovett (1984) for atmosphere-vegetation interaction, are rather scarce (Klemm et al., 2005). Hence further studies dealing with these issues are necessary. In general the hydrological processes (evapotranspiration, precipitation, soil water transport, etc) within a forest are fairly complex, and thus benefit from the application of process-based models that are capable of simultaneously handling all the interconnected hydrological variables. A detailed description of such hydrological processes is also necessary because of the low volumes of fog water typically collected by cloud forest species, with daily mean values ranging from 0.65-2.15 mm day^{-1} (Bruijnzeel et al., 2005) and a reported maximum of 5 mm day^{-1} (Bruijnzeel, 2001).

A detailed one-dimensional multi-layer model for atmosphere-vegetation-soil interactions named SOLVEG was developed by Yamazawa and Nagai (1997) and Nagai and Yamazawa (1999), which was then verified in various vegetative (such as crop, woodland, and closed cloud forest) and non-vegetative areas with both humid and arid environments (Nagai, 2002; 2003; 2005; Katata et al., 2007; 2008). The model is unique in that it can be used to solve equations on detailed water, energy, and CO_2 exchange processes that take place between the atmosphere and the surface of the land. Moreover, fog water deposition onto vegetation has recently been incorporated into the model (Katata et al., 2008). The objective of this work was to apply the SOLVEG model in estimating the amount of fog deposition on the laurel forests of Garajonay National Park (La Gomera, Canary Islands). The role of fog deposition as an additional source of water to the soil was also investigated in numerical experiments.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Site description and observational variables

The study area was a small representative watershed (43.7 ha) within the Garajonay National Park located between 1090 and 1300 m a.s.l. The vegetation is comprised of wax myrtle-tree heath ('fayal-brezal') dominated by *Erica arborea* L. coniferous trees 7-12 m tall with abundant epiphytic moss and lichen. Broad-leaf tree species, such as *Laurus azorica* (Seub.) Franco and *Myrica faya* Ait., are also present in the area (Golubic, 2001). A botanical inventory of the plot rendered the following tree species density: 21% (*M. faya*), 37% (*E. arborea*), and 42% (*L. azorica*).

An instrument equipped scaffolding tower located 1270 m a.s.l. in an upper exposed plot within the watershed was used to monitor wind velocity (mean and max) and direction, global radiation, air temperature and humidity, and rainfall at 15 min. intervals (Figure 1). The SOLVEG model requires, as part of its input, both the downward short- and long-wave radiation. The latter was estimated using measured global radiation, air humidity and temperature data, after Brutsaert (1975) and Crawford and Duchon (1999), and a cloudiness factor computed from Allen et al. (1998). The precipitation data used as input in SOLVEG was corrected to account for wind induced loss and inclined rainfall falling on sloping terrain after Sharon (1980) and Førland et al. (1996), as described by Ritter et al. (2008). Additionally, an artificial fog catcher (QFC) comprised of a 0.5×0.5 m screen with a single layer of polypropylene Raschel-type mesh, with a 65% shade coefficient, connected to a rain gauge was used to measure the fog water that gathered on top of the scaffolding tower. The fog LWC was estimated using the QFC measured fog water, wind speed and direction data (refer to Demoz et al. (1996) and Ritter et al. (2008) for more details). The transpiration rate was derived from the tree sap flow rate (g s^{-1}) obtained using Granier's heat dissipation technique (Granier, 1985) in different tree individuals from March through to December 2003 (see Ritter et al., 2009a). The water content of the soil θ (m^3m^{-3}) was measured with Time

Domain Reflectometry (TDR) probes with two 0.16 m rods (Trime-EZ, Imko GmbH, Ettlingen, Germany) installed horizontally at depths of 0.15 and 0.30 m. The soil was volcanic ash-derived and could be classified (Soil Survey Staff, 1999) as Aluandic Andosol (Fulvudand). To account for the volcanic origin of the organic soil present in the watershed a specific TDR calibration was carried out, as described in Regalado et al. (2003; 2006), which yielded the following log dependence of θ on the soil permittivity, ε (r^2=0.947): θ=0.2518 *ln*(ε) - 0.3165, θ < 0.65m^3m^{-3}. Soil parameters were measured using standard methods (Dane and Topp, 2002): the apparent soil texture was loamy sand (8.1% clay, 22.8% silt, 69.1% sand), the soil water saturation =0.665 m^3m^{-3}, a field capacity (soil water content at 33 kPa) = 0.354 m^3m^{-3}, and a wilting point = 0.216 m^3m^{-3}. The Brooks-Corey parameters were air entry pressure value ψ=17.3 cm and λ=0.2924. The van Genuchten parameters were α=0.0265 cm^{-1}, n=1.499, and m=1-1/n. The saturated hydraulic conductivity, K_s, determined using a laboratory constant head parameter, ranged from 10^{-3} to 10^{-5} m s^{-1} in the study area. The 1.2 m depth soil profile, including root distribution, was further described by Thissen (2001). The LAI was taken to be 4.2 from Golubic (2001), and the assumption of a vertical leaf area density Gaussian-like distribution derived for laurel forest tree species made by Morales et al. (1996) used.



Figure 1. Micrometeorological instrumentation in the tree heath-laurel forest at the experimental site.

2.2. SOLVEG model and simulation conditions

The simulation using SOLVEG was carried out from 14:00 on February 7th 2003 to 23:45 on January 31th 2004. SOLVEG consists of one-dimensional multilayer sub-models for the atmosphere near the surface, soil, and vegetation interactions with a radiation transfer scheme for calculating the transmission of solar and long-wave radiation fluxes in the canopy layers. The atmosphere and vegetation components of SOLVEG were modified to deal with the fog deposition process onto vegetation more precisely (Katata et al., 2008). Details of the model have been described by Nagai (2004) and Katata (2009). The hourly input and output data used in SOLVEG are summarized in Table 1.

In order to determine the SOLVEG upper and lower boundary conditions hourly meteorological data was used, as described in Section 2.1. A soil water retention curve (Figure 2a) and root fraction distribution (Figure 2b) were determined using the parameters given in Section 2.1. Other simulation settings are summarized in Table 1.

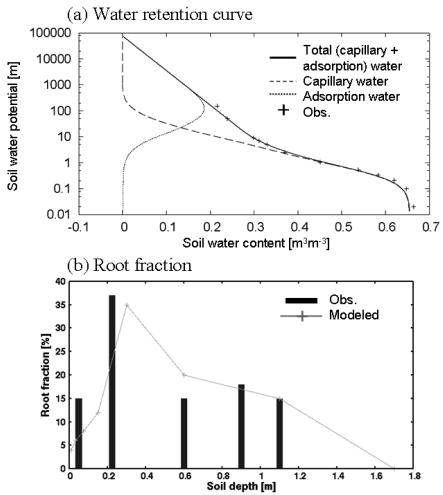


Figure 2 Modeled and observed (a) soil water retention curve (total water) and (b) root fraction distribution in the study area. Modeled water retention curve can be separated into capillary and adsorption water, as provided in (a).

Table 1. Simulation settings, input and output data used in the SOLVEG model.

Item	Description
Input meteorological data	Wind speed, air temperature and humidity, downward short- and long-wave radiations, precipitation, fog LWC, and CO_2 concentration (set to a constant value of 370 ppm. in the present study)
Output data	Surface heat fluxes, fog deposition, surface runoff, evaporation from the soil, wet canopy evaporation, transpiration, soil water content
Calculation period	Feb. 7 2003 - Jan. 31 2004
Vegetation species	Tree heath-laurel `fayal-brezal´
Leaf shape and diameter	Needle-like (cylindrical element), ∅=0.25±0.02 mm
Boundary of soil layers	0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, and 1.2 m soil depth
Canopy height and layers	From 1 to 12 m height in 1 m increments
Root fraction function	4, 6, 8, 12, 35, 20, 5, and 0% of total roots at each soil layer
Numerical solution time step	6 seconds
Soil bottom temperature	12 ºC
Initial soil water content	0.6 m^3 m^{-3} for all soil layers
Other parameters	Given by Katata et al. (2008)

3. RESULTS AND DISCUSSION

Due to the large uncertainty in saturated hydraulic conductivity (K_s), which would consequently affect the soil water content predictions for the plot, with coefficients of variation typically > 100%, three K_s cases: K_s = 4.0×10^{-4}, 4.0×10^{-5}, and 4.0×10^{-6} m s^{-1}, were considered in order to investigate how sensitive the model was to that parameter. The above values all fall within the range of previous published K_s values of volcanic soils (Regalado et al., 2005), but are typically larger than those expected from their apparent loamy sand texture (i.e. 10^{-5}–10^{-6} m s^{-1}; Carsel and Parrish, 1988).

3.1. Soil water content

The time series of the calculated and observed soil water contents at 0.15 m and 0.30 m depths are plotted in Figure 3. Predicted soil water content at 0.15 m and 0.30 were derived by averaging the simulated water content at 0.10 and 0.20 m, and at 0.20 and 0.40 m, respectively. The lowest soil water content was observed from day 120 to 240 (named the dry period), as a consequence of the absence of rainfall. The effect of rainfall on the investigated upper soil layer can be illustrated by causing sharp increases in the soil water content (rainy period). The model performance in reproducing the measured θ was fairly good in the case where the smallest K_s value (4.0×10^{-6} m s^{-1}) was used (Figure 3). However, when using $K_s > 4.0\times10^{-6}$ m s^{-1}, model predictions of soil water content did not succeed, yielding higher soil water content during the dry period. This would imply that the capillarity movement of water from deeper to topsoil layers is faster than the root water uptake. This indicated that the soil parameters, such as K_s, affect the dynamics of soil water content significantly. Thus, in order to evaluate the effect of fog deposition and transpiration on the surface water balance, the uncertainty in soil parameters should be reduced using e.g. inverse methods (Ritter et al., 2003).

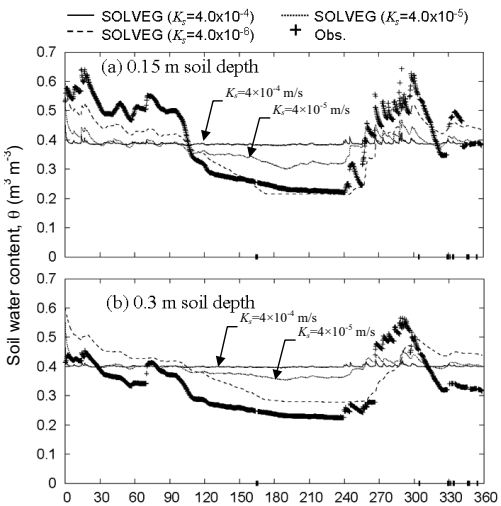


Figure 3. Temporal changes of soil water content measurements and SOLVEG calculations at soil depths of (a) 0.15 m and (b) 0.3 m.

3.2. Surface water balance

Despite the uncertainty in the above soil parameters the cumulative fog deposition onto vegetation (P_r), throughfall plus drip onto the soil surface of intercepted rain and fog water (canopy drip, C_{drip}), transpiration (E_{trans}), and wet canopy evaporation (E_{leaf}) (Figure 4) were estimated using $K_s = 4.0\times10^{-6}$ m s^{-1} that did reproduce the change in observed soil water content, as revealed in Figure 3. It should be noted that no surface runoff occurred during the simulation period. At the end of the simulation period (at day 364), the cumulative fog deposition on the laurel forest was estimated to be 110 mm, representing approximately 18.3 % of cumulative precipitation. This value is more than two times smaller than the potential amounts of 251-281 mm reported by Ritter et al. (2008) using a fog impaction model. One possible reason for that may well be that, in contrast with SOLVEG, their fog water collection calculations did not take into account the reduction with height in the reduced wind speed that occurs within the canopy. This is similar situation to results obtained in a

numerical study carried out in a German forest, in which it was revealed that fog deposition calculated with a simple model, although rather more sophisticated than the one used by Ritter et al. (2008), significantly overestimated the measured fog deposition flux by 1.75 times, while the fog deposition estimates rendered by SOLVEG had a better agreement with the actual measurements (Katata et al., 2008).

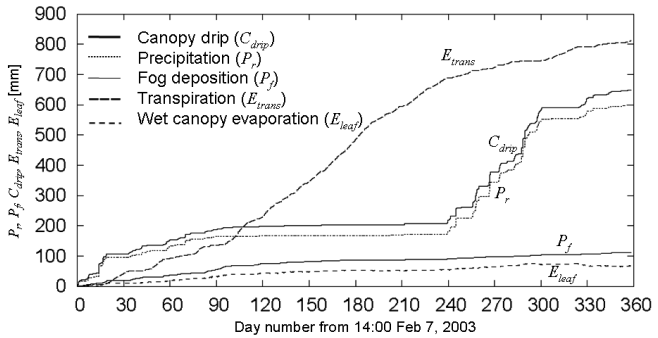


Figure 4. Temporal changes in SOLVEG estimates of cumulative canopy drip (C_{drip}), precipitation (P_r), fog deposition (P_f), transpiration (E_{trans}), and wet canopy evaporation (E_{leaf}) with $K_s = 4.0\times10^{-6}$ m s^{-1}.

While the total amount of simulated transpiration reached 800 mm, the soil water input supplied by canopy drip was only 650 mm. Transpiration, however, is sensitive to plant water stress, i.e., changes in soil water content. In fact, comparing the cases with $K_s = 4.0\times10^{-5}$ and 4.0×10^{-6} m s^{-1}, the cumulative E_{trans} value obtained at the end of the simulation using $K_s = 4.0\times10^{-5}$ m s^{-1} proved to be 100 mm more than when $K_s = 4.0\times10^{-6}$ m s^{-1} was used (not shown). These results point towards the need of further investigation about errors arising as a consequence of the uncertainty in the soil hydrological parameters used in the model. In addition, the difference between transpiration and canopy drip could well be explained by the enhancement of fog deposition caused by edge effects, which is often observed in montane forests standing in environments that include escarpments, steep slopes, and canopy gaps. It can yield additional disturbances from the site of the canopy in addition to turbulent deposition from above. Prior studies have suggested that high elevation forest edges receive in the order of 1.5-3 times more fog deposition than the interior of a forest (Weathers et al., 1995). The edge effect could not be taken into account here as SOLVEG is a one-dimensional model. The limitations of the one-dimensional vertical model used therefore, and its suitability for extrapolating the results obtained to the whole forest stand, should thus be kept in mind.

3.3. Transpiration rate

Figure 5 plots the temporal changes in measurements and SOLVEG calculations of a half-hourly transpiration rate. It should be noted that the observations represent the average values of transpiration expressed as sap flow (g s^{-1}) obtained from four coniferous trees of differing vegetative structure, such as canopy height and trunk diameter. Since SOLVEG calculates a representative transpiration value for the entire forest the measured transpiration rate should not be directly compared with the simulated values (E_{trans}). However, the trends over the simulated and observed time series can be explored. The general trend of the calculated transpiration rate was similar to that exhibited by the measurements. For instance, relatively low transpiration rates could be seen in both the calculations and the observations during the dry season (Figure 5). In addition to that kind of seasonal change, hourly or daily changes in transpiration due to weather conditions were also reproducible using the calculations. This therefore indicates that, after further verification of the simulation

model using data scaled up from individual trees to the forest stands, SOLVEG will be capable of being used in investigating the effect of fog deposition on the actual water demands in tree survival (i.e., transpiration) and water use efficiency of photosynthesis.

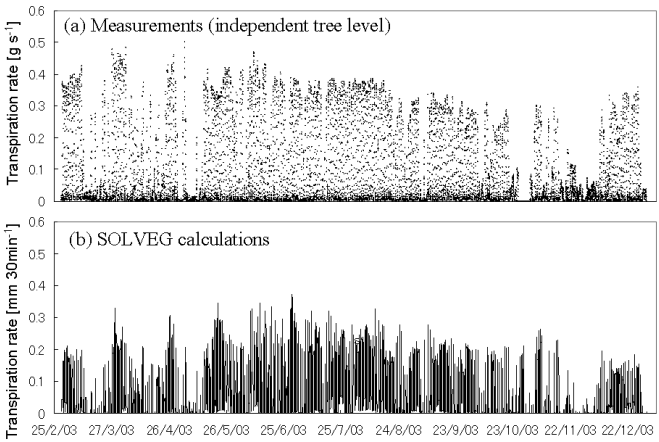


Figure 5. Time series of (a) measurements and (b) SOLVEG calculations in half-hourly transpiration rate (g s^{-1}) with K_s =4.0×10^{-6} m s^{-1}.

4. CONCLUSIONS

This study addressed the impact of fog deposition on the laurel forests of the Canary Islands using a detailed land surface simulation model. Fog deposition on coniferous trees ('fayal-brezal') in a laurel forest was estimated using meteorological data and the liquid water content of the fog derived from fog water collected in an artificial fog catcher (QFC). The annual fog deposition over the laurel forest was estimated to be 110 mm, which corresponds to 18% of annual precipitation, more than two times smaller than the potential amounts reported in a previous study. After the optimized soil hydraulic conductivity was derived via a trial-and-error procedure, SOLVEG was able to reproduce the general trends of the observed soil water content and transpiration rate. Further studies to evaluate the affect of the forest edge on fog deposition and minimize uncertainties in the soil parameters used in the model will be necessary to ensure estimations of fog deposition over the forest and its impact as a water source in the laurel forest are as accurate as possible.

Acknowledgements. This work was financed with funding from the INIA-Programa Nacional de Recursos y Tecnologías Agroalimentarias (Project RTA2005-228). A. Ritter would also like to acknowledge financial assistance from the European Social Fund. We thank Thomas Keller (Up Gmbh, Germany) for his support with the field instrumentation, and Dr. Guido Aschan (University Duisburg-Essen) for collaborating in the installation of the sap flow measurements system. We would also like to thank A. Fernández and L.A. Gómez (Garajonay National Park) for their support in the field.

REFERENCES

Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, 300 pp.

Bruijnzeel, L.A., 2001. Hydrology of tropical montane cloud forests: A Reassessment. *Land Use Water Res. 1*, 1.1-1.18.

Bruijnzeel, L.A., W. Eugster, and R. Burkard, 2005. Fog as a hydrologic input. *In*: Anderson, M.G., McDonnell, J. (eds.). *Encyclopaedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, pp. 559-582.

Brutsaert, W.H., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res. 11*, 742-744.

Carsel, R.F., and R.S. Parrish, 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res. 24*, 755-769.

Crawford, T.M., and C.E. Duchon, 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *J. Appl. Meteorol. 38*, 474-480.

Dane, J.H., and G.C. Topp, 2002. *Methods of Soils Analysis*, Part 4. SSSA Book Series, 5, 1692 pp.

Demoz, B., Jr. J.L. Collett, and Jr. B.C. Daube, 1996. On the Caltech active strand cloudwater collectors. *Atmos. Res. 41*, 47-62.

Friedlander, S.K., 2000. *Smoke, dust, and haze: Fundamentals of aerosol dynamics*. Oxford University Press, New York.

Førland, E.J., P. Allerup, B. Dahlström, E. Elomaa, T. Jonsson, H. Madsen, J. Perälä, P. Rissanen, H. Vedin, and F. Vejen, 1996. Manual for operational correction of Nordic precipitation data. Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway.

Golubic, I., 2001. *Vegetation analysis of laurel forest and similar stands within the research framework of the water balance in the Garajonay National Park, La Gomera (Canary Islands)*. Diploma Thesis, Essen University GH, Germany (in German).

Granier, A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure des flux de sève dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For. 42*, 193-200 (in French).

Katata, G., 2009. Improvement of a land surface model for accurate prediction of surface energy and water balances. JAEA-Data/Code 2008-033, Japan Atomic Energy Agency, 64 pp.

Katata, G., H. Nagai, H. Ueda, N. Agam, and P.R. Berliner, 2007. Development of a land surface model including evaporation and adsorption processes in the soil for the land-air exchange in arid regions. *J. Hydrometeor. 8*, 1307-1324.

Katata, G., H. Nagai, T. Wrzesinsky, O. Klemm, W. Eugster, and R. Bukard, 2008. Development of a land surface model including cloud water deposition on vegetation. *J. Appl. Meteorol. Climatol. 47*, 2129-2146.

Klemm, O., T. Wrzesinskyand, and C. Scheer, 2005. Fog water flux at a canopy top: Direct measurement versus one-dimensional model. *Atmos. Environ. 39*, 5375-5386.

Lovett, G.M., 1984. Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atmos. Environ. 18*, 361-371.

Morales D., M.S. Jiménez, A.M. González-Rodríguez, and J. Čermák, 1996. Laurel forests in Tenerife, Canary Islands. I. The site, stand structure and stand leaf area distribution. *Trees 11*, 34-40.

Nagai, H., 2002. Validation and sensitivity analysis of a new atmosphere-soil-vegetation model. *J. Appl. Meteor. 41*, 160-176.

Nagai, H., 2003. Validation and sensitivity analysis of a new atmosphere-soil-vegetation model. Part II: Impacts on in-canopy latent heat flux over a winter wheat field determined by detailed calculation of canopy radiation transmission and stomatal resistance. *J. Appl. Meteor. 42*, 434-451.

Nagai, H., 2004. *Atmosphere-soil-vegetation model including CO_2 exchange processes: SOLVEG2*. Japan Atomic Energy Institute Rep. JAERI-Data/Code 2004-014, 92 pp.

Nagai, H., 2005. Incorporation of CO_2 exchange processes into a multilayer atmosphere-soil-vegetation model. *J. Appl. Meteor. 44*, 1574-1592.

Nagai, H., and H. Yamazawa, 1999. *Development of a one-dimensional atmosphere-soil-vegetation model*. Japan Atomic Energy Research Institute Rep. 99-024, 88 pp.

Pérez de Paz, P.L., 1990. *Garajonay National Park: World Heritage*. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Excmo. Cabildo Insular de La Gomera, 367 pp (in Spanish).

Regalado, C.M., R. Muñoz-Carpena, A.R. Socorro, and J.M. Hernández Moreno, 2003. Time domain reflectometry models as a tool to understand the dielectric response of volcanic soils. *Geoderma 117*, 313-330.

Regalado, C.M., A. Ritter, J. Álvarez-Benedí, and R. Muñoz-Carpena, 2005. Simplified method to estimate wetting front suction and soil sorptivity with the Philip-Dunne falling-head permeameter. *Vadose Zone J.* 4, 291-299.

Regalado, C.M., A. Ritter, and R. Becker, 2006. Comments on: "Monitoring soil water content profiles with a commercial TDR system: comparative field tests and laboratory calibration". *Vadose Zone J. 5*, 1067-1068.

Ritter, A., F. Hupet, R. Muñoz-Carpena, S. Lambot, and M. Vanclooster. 2003. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agr. Water Manage., 59*, 77-96.

Ritter, A., C.M. Regalado, and 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.

Ritter, A., C.M. Regalado, and G. Aschan, 2009a. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). *Tree Physiol. 29*, 517-528.

Ritter, A., C.M. Regalado, and R. Muñoz Carpena, 2009b. Temporal water dynamics in the top-soil of a forest watershed: common patterns and contribution of explanatory hydrological fluxes. *Vadose Zone J. 8*, 437-449.

Sharon, D., 1980. Distribution of hydrologically effective rainfall incident on sloping ground. *J. Hydrol. 46*, 165-188.

Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2nd edition. USDA-NRCS-US Gov. Printing Office, Washington, DC.

Thissen, B., 2001. *Investigation to assess the influence of soil on the water balance of plots in the Garajonay National Park, La Gomera, Spain*. Diploma Thesis, Essen University GH, Germany (in German).

Weathers, K.C., G.M. Lovett, and G.E. Likens, 1995. Cloud deposition to a spruce forest edge, *Atmos. Environ. 29*, 665-672.

Yamazawa, H., and H. Nagai, 1997. *Development of a one-dimensional atmosphere-bare soil model*. Japan Atomic Energy Research Institute Rep. 97-041, 56 pp.

APLICACIÓN DEL MODELO STICS PARA LA DETERMINACIÓN DE LA LIXIVIACIÓN DE NITRATOS EN LA ZONA VULNERABLE DE VITORIA-GASTEIZ BAJO EL CULTIVO DE REMOLACHA AZUCARERA Y TRIGO

Miren Martínez[1]*, Miryam M. de Sabando[1], Eric Justes[2], José Miguel Sánchez-Pérez[3] e Iñaki Antigüedad[1]

1: Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencia y Tecnología
Universidad del País Vasco – Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV-EHU)
Barrio Sarriena s/n. Leioa (Bizkaia).48940
e-mail: miren.martinez@gmail.com

2: Unité Agrosystèmes et développement territorial
INRA-INP-ENSAT
Castanet-Tolosan cedex (Toulouse). Francia. 31326

3: Laboratoire d'ecologie fonctionnelle
CNRS-UPS-INP-ENSAT
Avenue de l'agrobiopole BP 107, Auzeville-Tolosane
Castanet-Tolosan cedex (Toulouse). Francia. 31326

Palabras clave: Modelización, STICS, lixiviación de NO_3^-, Zona Vulnerable, fertilización.

RESUMEN. *Se ha aplicado el modelo STICS a los datos obtenidos de una parcela agrícola cultivada con una rotación de remolacha azucarera y trigo en la localidad de Gauna (municipio de Alegria-Dulantzi), dentro de la Zona Vulnerable del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz. El objetivo ha sido comparar los datos experimentales obtenidos a partir de los dispositivos instalados en la parcela con aquellos simulados por el propio modelo, obteniéndose datos representativos de aquellos procesos implicados en las pérdidas y/o ganancias de nitrógeno y agua. Una de las conclusiones más interesantes obtenidas a partir de este trabajo es la necesidad de dosificar y aplicar correctamente los riegos, ya que el regadío excesivo arrastra los nitratos del suelo (9 % en remolacha) produciéndose episodios de contaminación difusa de las aguas subterráneas.*

ABSTRACT. *The STICS model has been applied to the data of an agricultural plot of sugar beet and wheat rotation, it is located in Gauna (Alegria-Dulantzi county), in the Vulnerable Zone of the Quaternary aquifer of Vitoria-Gasteiz. The aim of this study has been to compare the data obtained of experimental devices in the field with the results calculated by the model and, thereby, the processes which are implicated in nitrogen and water budget could be estimated. One of the most interesting conclusion obtained in this study is the requirement of minimize the excess of irrigation, because this excess lead to the leaching of nitrates in the soil (9 % in sugar beet) and, consequently, a widespread pollution of ground waters.*

1. INTRODUCCIÓN

La contaminación difusa de las aguas superficiales y subterráneas como consecuencia directa de una agricultura extensiva y, especialmente, por la utilización de grandes volúmenes de fertilizantes orgánicos y/o inorgánicos es un serio problema en muchos lugares de Europa (Rasmussen, 1996; Arrate et al. 1997; Campling et al. 2005; Rozemeijer y Broers, 2007). El importante incremento de la concentración de nitrato en las aguas de buena parte de los valles agrícolas europeos, llevó a la Unión Europea a aprobar la Directiva 91/676/CEE, la cual impone a los Estados miembros la obligación de identificar aquellas zonas cuyas aguas estén afectadas, o

puedan llegar a estarlo, por nitratos de origen agrícola. Se establece en 50 mgNO_3^-/l el límite de referencia para las aguas subterráneas. La elevada concentración de compuestos nitrogenados en ríos y acuíferos no sólo supone un riesgo de contaminación ambiental (eutrofización), sino que este hecho también implica un cierto peligro potencial para la salud humana, especialmente para los bebés.

El acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz (Álava, País Vasco) no es una excepción y representa un claro ejemplo de la degradación de la calidad de las aguas subterráneas, debido, principalmente, a importantes cambios agrícolas en las últimas décadas, como es el incremento de los cultivos de regadío (remolacha azucarera y patata) en detrimento de los cultivos tradicionales de secano (cereales). A su vez, la utilización de importantes dosis de fertilizantes inorgánicos también se vio incrementada en los últimos años. Es así que a principios de la década de los 90 se superaron los 150 mg NO_3^-/l en las aguas subterráneas (Arrate et al. 1997). A partir de mediados de los 90 esta concentración empezó a disminuir progresivamente; sin embargo, en la actualidad, a pesar de esa disminución se siguen superando asiduamente los 50 mg NO_3^-/l (Martínez, 2008). Tras los altos contenidos de nitratos hallados en las aguas de este acuífero, el Gobierno Vasco en el año 1998 (Decreto 390/1998) declaró Zona Vulnerable a la contaminación por nitratos al Sector Oriental del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz y, a su vez, se aprobó el Código de Buenas Prácticas Agrarias. Recientemente, en abril de 2008 (Orden 3170), se ha ampliado la Zona Vulnerable para incluir el Sector Dulantzi. De esta forma, la Zona Vulnerable resultante pasa a denominarse "Unidad Hidrogeológica Vitoria-Gasteiz, Sectores Oriental y Dulantzi".

El impacto medioambiental que tiene la agricultura sobre el medio depende principalmente del tipo de cultivo, de las condiciones hidrometeorológicas (climatología e hidrogeología), del tipo de manejo y de las características del suelo. Por esta razón, los modelos suelo-cultivo que simulan el comportamiento del sistema suelo-planta en interacción con el clima y las técnicas de manejo pueden ser muy útiles en la predicción de la lixiviación de nitratos desde la zona no saturada del suelo al acuífero (Jégo et al. 2008).

Los modelos que simulan los cultivos, los momentos de fertilización y el balance hídrico se han multiplicado en los últimos años. Citemos por ejemplo los modelos CERES (Ritchie y Otter, 1984; Jones y Kiniry, 1986), ARCWHEAT (Weir et al. 1984), SWHEAT (Van Keulen y Seligman, 1987), CORNGRO (Childs et al. 1977), SIMTAG (Stapper, 1984). Este tipo de modelos pueden ser de gran ayuda a la hora de definir los riegos y las dosis de fertilización. Desde este punto de vista, este tipo de modelos han sido utilizados a escala regional en aplicaciones agrícolas y medio-ambientales (Varcoe, 1990; Jonhson y Cramb, 1991; Moen et al. 1994).

En un trabajo anterior (Jégo et al. 2008) se puso de manifiesto que, durante el cultivo de remolacha, en función de las condiciones iniciales del suelo y la cantidad e intensidad de los riegos se producían fuertes episodios de lixiviación de nitratos al acuífero. En el actual trabajo mediante la utilización del modelo STICS se quiere poner de manifiesto el papel de la sucesión de cultivos (remolacha – trigo), rotación característica de la zona, sobre la pérdida de nitratos a las aguas subterráneas. Debido a las interacciones entre la rotación de cultivos y su manejo y las condiciones edafoclimáticas, no siempre es fácil distinguir el papel individual que juega cada uno de estos dos factores y sus interacciones en la lixiviación (Brisson et al. 2003; Jégo et al. 2008).

La rotación de remolacha azucarera (Beta vulgaris L.) y trigo (Triticum aestivum L.) es muy común y representativa en la provincia de Álava, especialmente en la Zona Vulnerable. Los objetivos eran: (i) validar el modelo STICS utilizando los datos medidos directamente en campo para los dos cultivos; (ii) estimar la lixiviación de nitratos bajo ambos cultivos; (iii) cuantificar los episodios de infiltración profunda al acuífero.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

La parcela elegida para el estudio de la rotación de remolacha azucarera y trigo se localiza al este del pueblo de Gauna (42º 49N; 2º 29W), en el Sector Dulantzi de la Zona Vulnerable de Vitoria-Gasteiz (Álava). Ésta posee una extensión de 3.55 ha y una pendiente casi nula. Durante los dos años controlados el nivel piezométrico en la parcela ha fluctuado entre los 0.5 y 2 m de profundidad a partir del suelo. El principal mecanismo de recarga al acuífero es por infiltración del agua de lluvia y, en momentos puntuales,

por el agua de riego.

Al inicio, intermedio y final de cada cultivo se recogieron muestras de suelo para su análisis y clasificación. La tabla 1 recoge los valores medios de los parámetros medidos en las cinco campañas. En función de su textura los horizontes superficiales (0-60 cm) han sido clasificados como franco-arcillosos, mientras que el más profundo (60-90 cm), con un contenido algo mayor de limo, es del tipo franco-arcillo-limoso. El contenido de nitrógeno en suelo al inicio de cada cultivo es introducido como valor inicial en cada simulación del modelo.

La precipitación media anual registrada en la estación meteorológica de Arkaute, dentro de la Zona Vulnerable, es de unos 600 mm. En la simulación de ambos cultivos se han utilizado las lluvias recogidas por el propio agricultor en el mismo pueblo de Gauna. Así en el periodo correspondiente al cultivo de remolacha (17 de abril – 30 de octubre de 2007) se registraron unos 470 mm; mientras que en trigo (31 de octubre de 2007 – 30 de julio de 2008) la precipitación fue de 750 mm. La temperatura media fue superior en el cultivo de remolacha (14.92 ºC) que en trigo (9.34 ºC).

Tabla 1. Valores medios de los parámetros físico-químicos medidos en el suelo de Gauna.

Profundidad (cm)	0-30	30-60	60-90
Arena (%)	22.3	22.2	16.1
Limo (%)	41.2	43.0	43.0
Arcilla (%)	36.5	36.8	38.4
pH en agua	8.4	8.4	8.5
$CaCO_3$ (%)	23.4	25.8	33.1
Densidad aparente	1.38	1.30	1.30
Capacidad campo (g agua/g suelo)	21.0	20.0	18.0
Pto. marchitez (g agua/g suelo)	14.5	15.4	16.2

2.2. Datos experimentales

El periodo modelado que incluye ambos cultivos va desde el 18 de abril de 2007 hasta el 30 de julio de 2008. Para los dos cultivos el suelo ha sido dividido en tres capas de 30, 30 y 60 cm respectivamente, correspondiéndose con los horizontes edafológicos, excepto la última capa más profunda.

La remolacha fue sembrada el 23 de abril y cosechada el 30 de octubre de 2007. El abonado de fondo se realizó el 20 de abril donde se aplicaron 61 kg N/ha, mientras que en el de cobertera, 4 de junio, se duplicó la cantidad de nitrógeno adicionada (119 kg N/ha). La remolacha al ser un cultivo de regadío recibió aportes de agua por aspersión a lo largo del periodo estival, en siete dosis (de 30 a 43 mm/día) entre finales de junio y principios de septiembre, aproximadamente cada diez días.

El trigo se sembró once días después de la recogida de la remolacha, el 10 de noviembre, y se recolectó el 30 de julio de 2008. Al igual que el anterior cultivo el trigo también recibe el fertilizante en dos dosis, el 25 de enero y el 5 de abril, y la cantidad de nitrógeno adicionada es muy similar al anterior cultivo, 58 y 130 kg N/ha, respectivamente. El trigo es un cultivo de secano por lo que no se riega.

Para llevar un buen seguimiento de los procesos implicados en las pérdidas y/o ganancias de nitrógeno y agua en la parcela y, de esta manera, obtener un mejor ajuste entre lo observado y lo modelado, se perforaron y acondicionaron en abril de 2007 dos piezómetros en los extremos de la parcela, uno aguas arriba (GAU 2) y otro aguas abajo (GAU 1), para la toma de muestras de agua subterránea y para el seguimiento de la evolución del nivel piezométrico. En ambos piezómetros se instalaron sendos dispositivos CTD-Diver (Van Essen Instruments), los cuales registran y almacenan de manera continua la variación del nivel piezométrico, en este caso a escala horaria. Este control es de gran importancia, ya que la evolución del nivel piezométrico permite precisar los momentos de recarga al acuífero (ascenso del nivel), bien por lluvias o bien por riegos, permitiendo así verificar la influencia de estos últimos sobre la lixiviación de nitratos. Aquí, únicamente, se han incluido los datos obtenidos en GAU 1 (aguas abajo), por ser más representativos.

A su vez se instalaron dieciséis dispositivos TENSIONICs (conjunto de tensiómetro y cápsula de succión, SDEC Francia) distribuidos en grupos de cuatro a lo largo de la parcela (grupo A, B, C y D), con el objetivo de

llevar a cabo el control químico del agua intersticial de la zona no saturada. La profundidad de éstos era de 50 (ocho dispositivos) y 100 cm (otros ocho).

2.3. Breve descripción del modelo STICS

Para el presente trabajo se ha utilizado el modelo STICS (Simulateur mulTIdisciplinaire pour les Cultures Standard), el cual ha sido principalmente desarrollado en el Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) de Francia. Este modelo realiza una simulación diaria del sistema suelo-cultivo (Brisson et al. 2003). Las variables de entrada son las relativas al clima (radiación solar, precipitación, evapotranspiración potencial, temperatura mínima y máxima), al suelo (características físico-químicas del suelo) y al cultivo (tipo de cultivo y prácticas agrarias relacionadas). Por otra parte, las variables de salida se corresponden a la producción (cantidad y calidad), el medio ambiente (agua, carbono y nitrógeno) y a la evolución del contenido de agua y nitrógeno en el suelo. La producción final viene limitada por los estreses abióticos (nitrógeno y/o agua) y bióticos (plagas); sin embargo, el modelo no contempla estos últimos.

Su objetivo principal es simular las consecuencias de las variaciones del medio y del sistema de cultivo sobre la producción de una parcela agrícola. Ha sido creado como una herramienta de trabajo, de colaboración y de transferencia de conocimientos entre diferentes campos científicos.

3. RESULTADOS

El primer resultado obtenido por el modelo STICS es el rendimiento final del cultivo. En la tabla 2 aparecen los datos de producción; en el caso de la remolacha el valor dado por el agricultor y el calculado (expresados con un contenido de azúcar del 20%), son equivalentes. Sin embargo, el dato de rendimiento calculado (12.23 t/ha) en trigo es muy superior al real (6 t/ha). Hay que tener en cuenta que el modelo no tiene en consideración ciertos factores como son las plagas, las cuales pueden afectar al rendimiento final. Por estos y/u otros motivos la producción de trigo para este periodo resultó ser inferior a lo esperado, según los agricultores de la zona.

Tabla 2. Resultados del balance de agua, nitrógeno y rendimiento de cada cultivo.

	Rendimiento cultivo (t/ha)		Evaporación + Transpiración (mm)	I (mm)	Lixiviación N (kg N/ha)	NO_3^- final suelo (kg N-NO_3/ha)	
	Real	STICS	STICS	STICS	STICS	STICS	Real
Remolacha	104.62	112.29	229 + 203	340	32	9	14
Trigo	6.0	12.23	210 + 192	385	12	13	12

Comparando los resultados de lixiviación de nitrógeno (kg N/ha) e infiltración (mm) obtenidos por el modelo en ambos cultivos (tabla 2) se aprecia que a pesar de que la infiltración sea mayor en trigo el arrastre de nitrógeno es más del doble en remolacha. Hay que tener en cuenta que el ciclo del trigo coincide con los meses de invierno, más lluviosos (750 mm), mientras que las precipitaciones caídas en el cultivo de la remolacha han sido inferiores (470 mm). Por otra parte, la transpiración es algo superior en el caso de la remolacha. Esto puede deberse, por una parte, a la propia fisiología de la planta, ya que las hojas de la remolacha son más grandes y anchas, siendo la pérdida de agua mayor, y, en segundo lugar, porque gran parte del ciclo de crecimiento de la remolacha coincide con el verano y, por tanto, con las temperaturas más elevada. Existe un buen ajuste en el contenido de nitrato en suelo entre lo observado en trigo y lo simulado, unos 13 kg N/ha. En la remolacha el nitrato medido es superior al calculado por el modelo, aunque la diferencia no es grande, al menos en la etapa actual de aplicación del modelo.

En la figura 1 aparecen representados todos los episodios de infiltración simulados por el STICS a escala diaria desde la siembra de la remolacha hasta la recolección del trigo. En esta figura también aparecen representados los datos observados en la parcela, como es la evolución del nivel piezométrico en GAU 1, medida a paso horario por el CTD-Diver (desde julio de 2007) y, a su vez, las medidas puntuales realizadas manualmente. Existe una buena correlación entre los episodios de recarga registrados por el dispositivo y los simulados por el STICS, lo que indicaría que la fiabilidad del modelo es buena, al menos, en este aspecto. No sólo las fuertes precipitaciones son responsables de las subidas de nivel sino que todos los riegos estivales

también provocan ascensos piezométricos, como se observa en la figura 1.

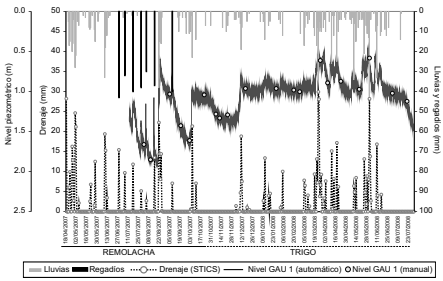


Figura 1. Episodios de infiltración (drenaje, mm) simulados por STICS, evolución piezométrica manual y automática en GAU 1 (profundidad del nivel, m), precipitaciones (mm/día) y riegos (mm/día) en la parcela de Gauna (2007-2008).

Todos los episodios de infiltración van acompañados por un arrastre de nitratos, tanto en remolacha como en trigo (figura 2). La diferencia entre cultivos viene determinada por la cantidad de nitrato lixiviado, siendo bastante mayor en remolacha (32 kg N/ha, tabla 2), a pesar de que el nitrógeno adicionado en los periodos de fertilización es muy similar en ambos cultivos (180 kg N/ha). En la figura 2 se compara la pérdida de nitratos (mg NO_3^-/l) al acuífero calculada por el modelo con las concentraciones (mg NO_3^-/l) obtenidas en las aguas subterráneas del piezómetro GAU 1, situado en la parte baja de la parcela, colector final de todas las aguas de drenaje de la parcela, y las aguas de los TENSIONICs. A pesar de que el agua succionada por los TENSIONICs no es agua estrictamente subterránea, sino intersticial del suelo, ha sido incluida en la figura a modo de comparativa, ya que ésta ha sido recogida a una profundidad de 100 cm, próxima a la posición del nivel piezométrico (entre 0.6 y 1.8 m).

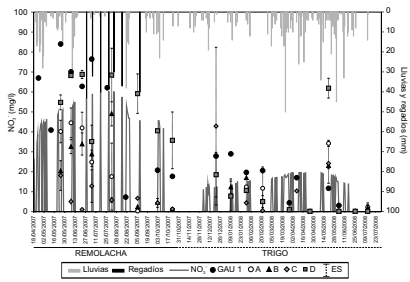


Figura 2. Episodios de lixiviación de nitratos (mg NO_3^-/l) según STICS, contenido de nitratos medidos en las aguas subterráneas del piezómetro GAU 1 y en las aguas intersticiales de los TENSIONICs (grupos A, B, C, D) en remolacha y trigo.

En remolacha, el contenido de nitrato en el piezómetro y TENSIONICs decrece en la época estival, desde concentraciones superiores a 60 mg NO_3^-/l a inferiores a 20 mg NO_3^-/l. Aunque en trigo esta disminución no es tan acusada también existe una reducción de la lixiviación al final del periodo de cultivo (de 20 a 5 mg NO_3^-/l). Sin embargo, en remolacha, los primeros regadíos provocan un importante arrastre de nitrógeno que queda reflejado en el GAU 1, superándose los 50 mg NO_3^-/l, y también en los TENSIONICs más cercanos a este piezómetro (grupo D). A pesar de que la lixiviación de nitratos simulada por el modelo no sea exactamente igual a la observada en campo, en medidas puntuales, sí se puede decir que, al menos, tanto la tendencia de la

evolución en el tiempo como la magnitud en el contenido de nitrato son comparables.

En la figura 3 se compara la evolución de la concentración de nitratos en el agua del suelo según el modelo, a 100 cm, con la obtenida por los TENSIONICs a esa misma profundidad. También se han incluido las concentraciones de las aguas subterráneas (GAU 1) y la cantidad de nitrógeno (kg N/ha) adicionado en cada fertilización. En la tendencia temporal del contenido de nitrógeno en suelo simulado por el modelo se observa una drástica disminución durante los últimos meses del ciclo del cultivo (figura 3). Este descenso es más acusado en remolacha, donde se registra primeramente un incremento del nitrógeno después del abonado de cobertera y seguidamente una bajada paulatina hasta el agotamiento total de este elemento a dicha profundidad. Ni los TENSIONICs ni las aguas subterráneas de los piezómetros registran, de forma clara, el incremento de nitrógeno por fertilización, lo que demuestra que es bastante complicado detectar este tipo de comportamientos con muestreos puntuales. En el último periodo de la simulación la concentración de nitrato recogida por los dispositivos es igual de baja que la simulada. Por el contrario, al inicio de la simulación de trigo se observa un incremento del contenido de nitrógeno en suelo debido, principalmente, a la mineralización de los restos orgánicos del cultivo precedente. Las concentraciones de nitrógeno en suelo introducidas al inicio de cada simulación son las obtenidas a partir de la analítica de suelos en el laboratorio. La evolución temporal del nitrato en trigo es similar a la observada en remolacha (figura 3); sin embargo, en este caso, el contenido de nitrato estimado por el modelo es ligeramente superior al observado en los dispositivos de campo. Aún y todo, a pesar de estos ciertos desajustes se puede decir que la estimación realizada por el STICS es inicialmente buena, en la fase actual de desarrollo de aplicación de este modelo a los cultivos de la llanada alavesa.

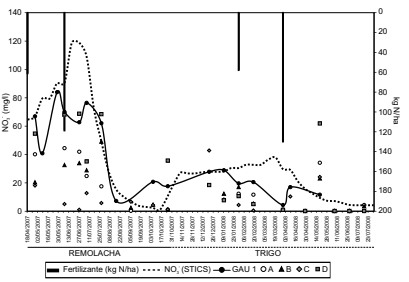


Figura 3. Evolución temporal del contenido de nitrato (mg/l) simulado por el modelo (de manera continua), del medido en los TENSIONICs de 1 m (grupos A, B, C y D) y del observado en el piezómetro GAU 1. También aparece representada la cantidad de nitrógeno (kg N/ha) adicionada en los periodos de fertilización en remolacha y trigo.

Comparar la evolución temporal del contenido de nitrógeno en suelo (kg N/ha) con la acumulación de éste en la planta a lo largo de su ciclo de desarrollo es otra de las posibilidades que ofrece el modelo STICS. La figura 4 muestra el contenido de nitrógeno simulado a escala diaria en los tres horizontes del suelo y, a su vez, el analizado de manera puntual (cinco campañas a lo largo del ciclo de la remolacha y trigo) en el laboratorio. En el horizonte más superficial (0-30 cm) se observa claramente el aumento de nitrógeno en el suelo producido por los abonados de fondo (22 de abril de 2007 y 25 de enero de 2008) y cobertera (4 de junio de 2007 y 5 de abril de 2008) en ambos cultivos. Durante el ciclo de la remolacha se observa una pérdida de nitrógeno en superficie (2 de mayo de 2007) coincidente con una ganancia en los horizontes más profundos; este hecho vendría justificado por los episodios de percolación previos a este momento y que han sido calculados por el modelo (figura 1). Por otra parte, mientras que el abonado de fondo no parece tener un efecto en la acumulación de nitrógeno en remolacha, ya que una parte importante se ha lixiviado (figura 2), no ocurre lo mismo con el de cobertera (figura 4). A partir de mediados de junio el contenido de nitrógeno disminuye progresivamente en todo el perfil del suelo a medida que la planta lo absorbe. En el momento de su recolección el nitrógeno en suelo es inferior a 10 kg N/ha, mientras que la remolacha ha acumulado unos 250 kg N/ha. En el caso del trigo, el

nitrógeno adicionado en el primer abonado permanece más tiempo en el suelo, el número de episodios de drenaje en este periodo disminuye y su intensidad también es menor (figura 1), lo que conlleva a una acumulación más temprana de nitrógeno en la planta. Sin embargo, al igual que en remolacha, la mayor reserva de nitrógeno en planta se produce después del segundo abonado con la consiguiente disminución de éste en el suelo (mediados de abril). Al final del ciclo, el modelo estima que la cantidad de nitrógeno en el perfil es de unos 10 kg N/ha, muy similar a la obtenida en el laboratorio, mientras que el trigo ha almacenado algo menos de 200 kg N/ha.

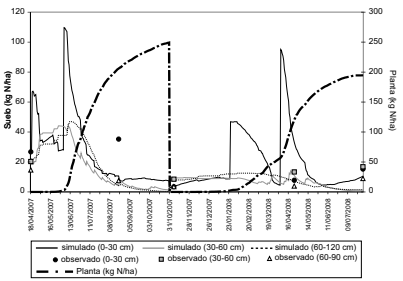


Figura 4. Evolución diaria del contenido de nitrógeno (kg N/ha) en los tres horizontes del suelo según STICS (simulado), lo obtenido en los análisis del laboratorio (observado) y el acumulado en la planta (remolacha y trigo) a lo largo del ciclo de desarrollo.

Respecto al balance de nitrógeno para el periodo de simulación de la remolacha, inicialmente en el suelo hay 68 kg N-NO_3/ha, a los que hay que añadir 180 kg N/ha de fertilizante, además de otros aportes de menor entidad (lluvias, agua de regadío…), haciendo un total de 349 kg N/ha, de los cuales el cultivo de remolacha acumula al final 249 kg N/ha. De la diferencia, una parte es lixiviada (32 kg N/ha) y el resto el modelo lo asigna a procesos de volatilización-desnitrificación, además de la parte que queda finalmente en el suelo (9 kg N-NO_3/ha). En el caso del trigo, de los 278 kg N/ha iniciales (abonos, suelo y lluvias) un 70 % (195 kg N/ha) es aprovechado por el cultivo, mientras que el nitrógeno restante se pierde por otras vías como son la lixiviación y volatilización, y una pequeña parte permanece en el suelo (13 kg N-NO_3/ha).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La aplicación del modelo STICS a los datos experimentales obtenidos de la parcela de Gauna ha permitido cuantificar determinados parámetros que no podrían haber sido calculados mediante los datos recogidos durante este seguimiento, como es el balance diario de nitrógeno (kg N/ha) en el suelo, la cantidad de nitrógeno lixiviado en cada episodio de recarga (mg/l) y el asimilado por cada cultivo a lo largo de su ciclo. A su vez, la utilización de este modelo permite simular diferentes condiciones de prácticas agrarias, como es la rotación de remolacha y trigo, la influencia de los regadíos o dosis de fertilización, y, a su vez, cuantificar la repercusión de éstas sobre el medio (contaminación de suelo, aguas y atmósfera, ya que también se obtienen datos de volatilización y desnitrificación de nitrógeno). En la Zona Vulnerable de la llanada alavesa esto cobra especial interés debido a la gran variedad de cultivos y prácticas agrarias cambiantes en el tiempo y en el espacio, así como a la variabilidad de las condiciones meteorológicas y edafológicas, todo ello considerado por el modelo a la hora de realizar la simulación. Sin embargo, este modelo no tiene en cuenta factores biológicos, como son las plagas, los cuales pueden afectar seriamente la producción final y, por tanto, el ajuste entre lo observado y lo simulado por el modelo no es bueno. Esto ha ocurrido con la producción de trigo.

Una de las conclusiones más interesantes obtenidas a partir de las simulaciones aquí expuestas es la necesidad de dosificar y aplicar correctamente los riegos, ya que el regadío excesivo no sólo provoca episodios innecesarios de recarga al acuífero sino que estos arrastran los nitratos presentes en el suelo, dando lugar a la

contaminación de las aguas subterráneas donde en numerosas ocasiones se superan los 50 mg NO_3^-/l impuestos por la Directiva 91/676/CEE. A pesar de que la cantidad de agua infiltrada sea mayor durante el ciclo del trigo, periodo invernal, las pérdidas de nitrógeno por lixiviación son menores que en el caso de la remolacha. Según los datos aportados por el modelo para la remolacha y trigo, se habrían lixiviado 32 y 12 kg N/ha, respectivamente. Estas cantidades suponen un 9 y 4 % del total de N aportado al suelo. Siendo, por tanto, la remolacha el cultivo que mayores pérdidas de nitrógeno presenta. La mayoría del nitrógeno aportado, entre un 52 y un 73 % dependiendo del cultivo, pertenece a los abonados, mientras que el resto corresponde a la reserva inicial del suelo y a la mineralización del humus.

En otros trabajos anteriores (Jégo et al. 2008) ya se obtuvieron importantes conclusiones de la simulación de dos cultivos, patata y remolacha, en otras parcelas de la llanada alavesa. Incluso bajo las mismas condiciones de fertilización e irrigación, se observó que la concentración de nitrato (mg/l) en las aguas de drenaje bajo el cultivo de patata era muy superior a la de remolacha. En este caso se recomendaba plantar un cultivo intermedio entre la patata y la remolacha con el fin de minimizar el riesgo de contaminación por lixiviación de nitrato a las aguas subterráneas. En el caso de los cultivos consecutivos, remolacha y trigo, aquí expuestos, se observa que con fertilizaciones casi iguales es la remolacha el cultivo que mayor cantidad de nitrato lixivia y no sólo durante los regadíos. La rotación de estos dos cultivos, además de ser una práctica muy extendida en toda la llanada alavesa, resulta ser beneficiosa, ya que el nitrógeno acumulado en el suelo después de la cosecha de la remolacha es aprovechado por el trigo, disminuyéndose enormemente la lixiviación. Se trata de algunos ejemplos de aplicación del modelo STICS, que puede tener una gran potencialidad de uso en zonas agrícolas.

Agradecimientos. Esta investigación ha sido auspiciada por el Departamento de Agricultura del Gobierno Vasco – Eusko Jaurlaritza, y se enmarca en un estudio más amplio sobre la dinámica de los nitratos en el acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz (proyecto CGL2006-06485 del Ministerio de Ciencia e Innovación, y Grupo Consolidado (GIC07/08-IT-392-07) del Gobierno Vasco-Eusko Jaurlaritza).

REFERENCIAS

Arrate, I., J.M. Sánchez-Pérez, I. Antigüedad, M.A. Vallecillo, V. Iribar, y M. Ruiz, 1997. Groundwater pollution in Quaternary aquifer of Vitoria-Gasteiz (Basque Country, Spain). *Environmental Geology*, *30 (3/4)*, 257-265

Brisson, N, C. Gary, E .Justes, R. Roche, B. Mary, y D. Ripoche, 2003. An overview of the crop model STICS. *Eur. J. Agron.*, *18(3-4),* 309–332.

Campling, P., J.M. Terres, S. Vande Walle, J. Van Orshoven, y P. Crouzet, 2005. Estimation of nitrogen balances from agriculture for EU-15: spatialisation of estimates to river basins using the CORINE Land Cover. *Physics and Chemistry of the Earth*, *30,* 25-34

Childs, S.W., J.R. Gilley, y W.E. Splinter, 1977. A simplified model of corn growth under moisture stress. *Trans. ASAE, 20,* 858-865.

Jégo, G., M. Martínez, I. Antigüedad, M. Launay, JM. Sánchez-Pérez, y E. Justes, 2008. Evaluation of the impact of various agricultural practices on nitrate leaching under the root zone of potato and sugar beet using the STICS soil-crop model. *Science of the total environment*, *394,* 207-221

Johnson, A.K.L., y R.A. Cramb, 1991. Development of a simulation based land evaluation system using crop modelling expert systems and risk analysis. *Soil Use Manage, 7,* 239-246.

Jones, C.A., y J.R. Kiniry, 1986. CERES-Maize*,* A Simulation Model of Maize Growth and Developmen. Texas A&M University Press, College Station, TX.

Martínez, M., 2008. Dinámica espacio-temporal de la calidad de las aguas de la Zona Vulnerable de Vitoria-Gasteiz (País Vasco). Funcionalidad del Humedal de Salburua en la atenuación de nitratos. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea, 307.

Moen, T.N., H.M. Kaiser, y S.J. Riha, 1994. Regional yield estimation using a crop simulation model: concepts, methods and validation. *Agric. Syst., 46,* 79-92.

Rasmussen, P., 1996. Monitoring shallow groundwater quality in agricultural watersheds in Denmark. *Environmental Geology*, 27, 309-319

Ritchie, J.T., y S. Otter, 1984. Description and performance of CERES-Wheat, a user-oriented wheat yield model*.* USDA-ARS-SR Grassland Soil and Water Research Laboratory, Temple, TX, 159-175.

Rozemeijer, J.C., y H.P. Broers, 2007. The groundwater contribution to surface water contamination in a regional with intensive agricultural land use (Noord-Brabant, The Netherlands). *Environmental Pollution*, *148*, 695-706

Stapper, M., 1984. Simtag: A Simulation Model of Wheat Genotypae. Model Documentation. ICARDA Publication, Aleppo, Syria.

Van Keulen, H., y N.G. Seligman, 1987. Simulation of Water Use Nitrogen Nutrition and Growth of a Spring Wheat Crop*.* Simulation Monograph, Pudoc, Wageningen.

Varcoe, V.J., 1990. A note on the computer simulation of crop growth in agricultural land evaluation*. Soil Use Manage, 6,* 157-160.

Weir, A.H., P.L. Bragg, J.R. Porter, y J.H. Rayner, 1984. A winter wheat crop simulation model without water or nutrient limitations. *J. Agric. Sci., 102,* 371-382.

APPLICATION OF A LUMPED NITROGEN MODEL TO A SMALL MEDITERRANEAN CATCHMENT, FUIROSOS (CATALONIA)

C. Medici[1]*, A. Butturini[2], S. Bernal[3], F. Sabater[2], M. Martin[1], A. J. Wade[4] and F. Frances[1]

1: Department of Hydraulic and Environmental Engineering
Polytechnic University of Valencia
Camino de Vera, s/n , 46022 Valencia, Spain
e-mail: chme1@doctor.upv.es, mmartin @ hma.upv.es, ffrances @ hma.upv.es, web: http://lluvia.dihma.upv.es/

2: Department of Ecology
University of Barcelona
Diagonal, 645, 08028 Barcelona, Spain
e-mail: abutturini@ub.edu, fsabater@ub.edu, web: http://estel2.bib.ub.es/ecolo/index.php3

3: Department of Ecology and Evolutionary Biology
Princeton University, NJ, USA
e-mail: bernal.@ub.edu, web: http://estel2.bib.ub.es/ecolo/index.php3

4: Aquatic Environments Research Centre
University of Reading
Whiteknights, Reading, UK
e-mail: a.j.wade@reading.ac.uk, web: http://www.reading.ac.uk/geography/

Palabras clave: Mediterranean catchment, Nitrogen cycle, Processes Pulses Behaviour

RESUMEN. *En este trabajo se ha desarrollado un submodelo de simulación de nitrógeno que ha sido acoplado a un modelo hidrológico ya existente, LU4, dando origen al modelo LU4-N para cuencas Mediterráneas. El modelo LU4-N se basa en los principales procesos que entran en juego en el ciclo del nitrógeno en el suelo: mineralización, nitrificación, inmovilización, desnitrificación, absorción por parte de las plantas y el proceso de adsorción/deserción del amonio. Se incluyen además los procesos de nitrificación y desnitrificación en el acuífero superficial colgado. Para cada proceso involucrado en el ciclo del nitrógeno del suelo, se han introducido umbrales de humedad. Los resultados obtenidos apuntan a que la alternancia de estados secos y húmedos, típicos de cuencas Mediterráneas como es la de Fuirosos, parece traducirse en un comportamiento a "pulsos" de los procesos biológicos, desencadenado por los episodios de lluvia. El proceso de validación temporal evidencia algunas lagunas del modelo LU4-N.*

ABSTRACT. *The aim of this work was to couple a nitrogen submodel to an existing rainfall-runoff model LU4, to develop an understanding of the factors and processes controlling nitrogen cycling integrate in Mediterranean systems. The LU4-N model provides a simplified conceptualization of the soil nitrogen cycle considering mineralization, nitrification, immobilization, denitrification, plant uptake, ammonium adsorption and desorption processes. It also includes nitrification and denitrification in the shallow perched aquifer. The model structure includes a soil moisture threshold for all the considered soil biological processes. The results of the model-based assessment suggest that the soil nitrogen cycle in Fuirosos seems to be mainly influenced by the rain episodes that induce catchment re-wetting. Microbial processes occur in pulses stimulated by soil moisture increasing after rain. The temporal validation process of the LU4-N model is discussed.*

1. INTRODUCTION

Mediterranean catchments are characterized by a complex hydrological behaviour that presents high inter and intra-annual variability (Gallart et al., 2002). In particular, such catchments are subjected to severe drought periods, followed by intense rainfall events. As a consequence, soil N processes and leaching of solutes also show a marked seasonality. In previous studies in Mediterranean regions, the important role played by water was identified in terms of the flushing effect on nutrients and the impact of soil moisture on soil microbial cycles (Austin et al., 2004, Schwinning et al., 2004a). Birch was one of the first to observe it, demonstrating that rapid mineralization follows rewetting of dry soil and the subsequent nitrate release (Birch, 1964). This is now known as the "Birch effect". Many other authors stressed the influence the wet-dry cycles have on microbial biomass: Mummey (1994) observed that denitrification occurs in pulses stimulated by the re-wetting of soil after rains; Serrasolses (1999) showed that nitrification is limited by soil moisture. Schiwinning (2004b) considered the rainfall inputs to a dry soil as pulses that trigger a cascade of biogeochemical and biological transformations. There are still few studies in Mediterranean catchments compared with those in temperate or tropical ones and there is still a need for accurate evaluation of nutrient loads during floods events or over annual periods (Chu Y., et al. 2008). Therefore, further investigation is needed to gain insight into the integration of processes governing the N cycle in these regions. To this end, the object of this research was to develop a process-based model to test hypotheses regarding the hydrological and nitrogen functioning of a small Mediterranean forested catchment, the Fuirosos (Catalonia, Spain). A previous analysis of this catchment with the process-based INCA-N model (Wade et al., 2002) suggested that some key mechanisms to match both the hydrology and nitrate behaviour were missing in the INCA-N model conceptualization (Bernal et al., 2004). The study of previous research results allowed a gradual increase in the perceptual understanding of the catchment. This led to the development of a new conceptual hydrological model LU4 (Medici et al., 2008). This model was eventually extended through the inclusion of processes representing the inorganic nitrogen cycle, following the basic INCA-N philosophy, to create a new model of nitrogen dynamics LU4-N capable of application in Mediterranean systems. The development and application of the model is reported in this paper.

2. STUDY CASE AND DATABASE

The Fuirosos catchment (latitude 41° 42' N, longitude 2° 34', altitude range 50 - 770 m a.s.l.) is located in the northern slopes of the Catalan Littoral Range, near Barcelona (Spain) and it is a tributary of the Tordera River. Its drainage area is approximately 13 Km^2. The catchment is an almost pristine, undisturbed forested watershed, with little agricultural activity and no urban areas. The climate is typically Mediterranean, with temperature raging from a monthly mean of 3ºC in January to 24ºC in August. Winter temperatures below 0ºC are infrequent. During the complete observed period, the mean annual precipitation at Fuirosos is about 750 mm (Medici et al., 2008). The first hydrological year (1999-2000) represents the driest one (annual P is about 454.2 mm) and the third one (2001/2002) the wettest (annual P is about 850.4 mm). The mean annual potential evapotranspiration (PET) computed with the Penman equation is approximately 975 mm, which is much higher than the precipitation. The observed number of days during which the Fuirosos stream is completely dry ranges approximately between 76 (summer 2000) and 98 (summer 2001). The main rock type in the Fuirosos catchment is leucogranite (50.9%) followed by granodiorite (21.1%) and sericitic schists (23.5%) (IGME, 1983), as shown in Figure 1. At the valley bottom there is an identifiable alluvial zone, where a well-developed riparian area flanks the Fuirosos stream channel. The forest covers 90% of the total catchment area where perennial cork oak (Quercus suber) and pine tree (Pinus halapensis and Pinus pinaster) predominate. However, at the valley headwaters, mixed deciduous woodland of chestnut (Castanea sativa), hazel (Corylus avellana) and oak (Quercus pubescens) prevail. The discharge observed period is from 13/10/1999 to 30/06/2003. Moreover, the database included average daily nitrate (NO_3) streamwater concentrations corresponding to the outlet of the catchment during 1999-2003 and average daily ammonium (NH_4) concentrations during 1999-2002. For a compete description of the Fuirosos chemical water analyses see Bernal et al., 2004 and 2005.

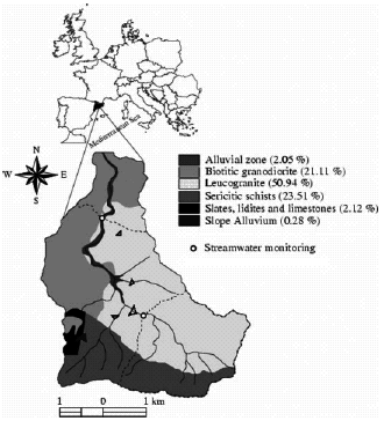


Figura 1. Geographical location of the Fuirosos catchment (Catalonia, NE Spain). Lithological units are shown in different shadings.

3. LU4-N MODEL DESCRIPTION

The LU4 hydrological model (Lumped Model – 4 different hydrological catchment responses), which is presented in detail in Medici et al., 2008, was extended through the inclusion of processes representing the inorganic nitrogen cycle, considering in particular the specific nitrogen dynamics observed in previous studies of Mediterranean catchments. The soil nitrogen cycle conceptual model includes the mineralization process, non-biological nitrate fixation (as a zero order kinematic equations), nitrification process, ammonium bacterial immobilisation, ammonium and nitrate plant uptake, abiotic absorption and denitrification (as first order kinematic equations). A perceptual model which shows key nitrogen stores and pathways is shown in Figure 2. All the processes are corrected by a soil moisture factor ($S_{1_process}$) and a temperature one (TF), as previously suggested by Whitehead (1998). Moreover, for each soil N process a soil moisture threshold (U) has been introduced, which determines the related process behaviour. For instance, the soil moisture factor for the mineralization process ($0 \leq S_{1_Miner} \leq 1$) is calculated as follow:

$$\begin{aligned} S_{1_Miner}(t) &= \frac{H_1(t) - IA}{U_{Miner}} \quad if \quad 0 \leq H_1(t) - IA \leq U_{Miner} \left(\leq H_u^* - IA\right) \\ S_{1_Miner}(t) &= 1 - \frac{\left(H_1(t) - IA - U_{Miner}\right)}{\left(H_u^* - IA - U_{Miner}\right)} \quad if \quad U_{Miner} < H_1(t) - IA \leq H_u^* - IA \end{aligned} \tag{1}$$

where: H_1 is the actual static storage water content (mm); H_u^* is the maximum static storage water content (mm); IA are the initial abstractions (interception and water detention in puddles) which where estimated approximately 19 mm day^{-1}; t is the time step (day) and U_{Miner} is the soil moisture threshold for mineralization (%), which is expressed as a percentage of H_u^*. According to eq. 1, the S_{1_Miner} factor

presents a triangular shape with an "optimum" when the soil moisture content is equal to U_{Miner} (expressed in mm). In this case, the mineralization processes would be described as follow:

$$\left(M_{NH_4}\right)_{Miner.} = K_{Miner} \cdot S_{1_Miner} \cdot TF \tag{2}$$

where: M_{NH4} is the ammonium mineralized mass (kg km^{-2} day^{-1}); K_{miner} is mineralization rate constant (kg ha^{-1} day^{-1}) and TF is temperature factor Whitehead (1998). For the rest of processes, the respective soil moisture factors are computed according the following general expression:

$$\begin{aligned} S_{1_process} &= 0 \quad if \quad 0 \le H_1(t) - IA \le U_{process} \left(\le H_u^* - IA\right) \\ S_{1_process} &= \frac{\left(H_1 - IA - U_{process}\right)}{\left(H_u^* - IA - U_{process}\right)} \quad if \quad U_{process} < H_1(t) - IA \le H_u^* - IA \end{aligned} \tag{3}$$

where: $U_{process}$ is the generic soil moisture threshold for any soil process; $S_{1_process}$ is the soil moisture factor for any soil process.

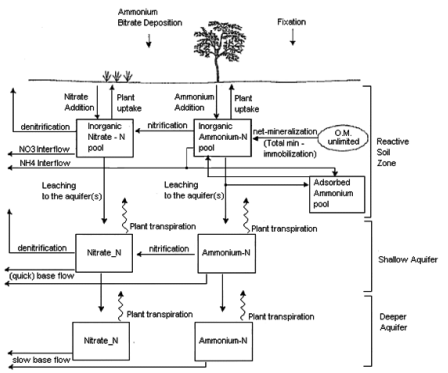


Figure 2. Nitrogen cycle in the soil and aquifers systems for the LU4-N model (modified form Whitehead et al. 1998)

As suggested by Bernal (2004), the adsorption/desorption process was also included in the LU4-N model. In this case, the mass of NH_4 adsorbed in the soil is computed as a fraction of the total dissolved NH_4 carried out by interflow and percolation flow. A daily maximum adsorbed NH_4 amount has been introduced as a parameter to be calibrated. Concerning the aquifer storages included into the LU4 model, it was assumed that the only relevant N processes in the shallow aquifer compartment are nitrification and denitrification (Figure 2). Moreover, an uptake process associated with the transpiration flux was included form both shallow and aquifer storages. It depends on the actual NH_4 and NO_3 concentration in the aquifers, on the amount of water transpirated by plants and finally on the annual maximum solute uptake value.

4. CALIBRATION AND VALIDATION PROCESSES RESULTS

The N-model calibration process was carried out using the calibrated hydrological model parameters from a previous study by Medici et al. (2008), so the nitrogen related parameters only were calibrated. The total number of parameters taken into account was 19, plus 7 initial conditions (Table 1). The calibration was carried out by an automatic process (Evolver 4.0 for Excel {32-bit}) and then by manual adjustment of the parameters to check the model behaviour. Observed and simulated mean daily nitrate concentrations for the calibration period (13/10/1999 to 22/08/2002) are shown in Figure 3a. The Nash & Sutcliffe index (E) for the whole period was approximately 0.46, while for the first, second and third years are respectively: negative, approximately 0.55 and 0.41. The Root Mean Square Error (RMSE) index for the three years was approximately 0.44. The corresponding E indexes for the hydrology were respectively: 0.7 for the whole period, 0.6 for the first and second year and approximately 0.74 for the third year.

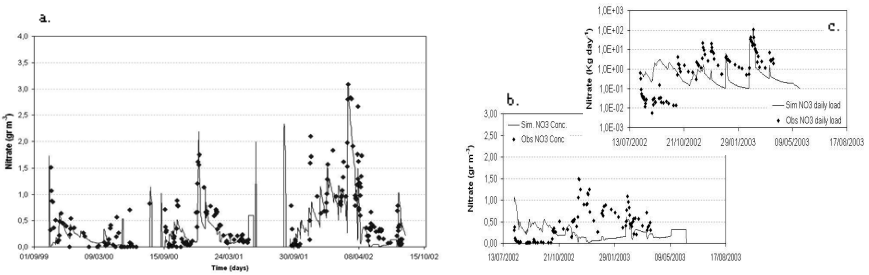


Figure 3. LU4-N model outputs (solid line) and observed nitrate concentration (black diamonds) a) for the three years calibration period (10/99-08/02); b) for the validation period (08/02-30/06); c) observed and simulated daily nitrate loads for the validation period (08/02-30/06).

Concerning the ammonium, it was not possible to achieve any positive E index, which means that the LU4-N model could not reproduce satisfactorily the NH_4 concentration daily behaviour. Though, the RMSE index for the ammonium calibration period was approximately 0.06, which means that at least it was possible to represent the correct average ammonium concentration observed in the streamwater. The simulated nitrogen annual processes rates were consistent with measured rates from studies done in similar catchments (Table 2). From this model-based assessment it is apparent that the soil nitrogen cycle seems to be largely influenced by the rain episodes that induce catchment re-wetting. According to the LU4-N model conceptualization microbial processes occur in pulses, stimulated by soil moisture increasing after rain (Fig. 4). Namely, simulated nitrification, immobilisation and denitrification were allowed to occur only after exceeding the soil moisture threshold that equates to a 30% water storage content (H_u^*), which can be considered as water that is retained in the soil by capillary suction and adsorption (Table 1). In particular, when the simulated soil moisture is not limiting, nitrification occurs
in the model (as well as denitrification and immobilization) and causes a pulse of nitrate. This is due to the nitrification of NH_4 accumulated in soil and its subsequent flushing. Simulated mineralization appears to occur at an optimum rate when the simulated soil moisture content (H_1) is around 40% of H_u^*. This corresponds to the catchment wetting-up period (September-November) (Figure 4). As such, the ammonium accumulated in soil during the dry and transition period is rapidly transformed into nitrate as soon as the right soil moisture increases so that nitrification occurs (U_{nitr}). In general, this happens when the wet period starts so it leads to significant nitrate flushing during winter, when plants are unable to absorb the nutrient produced by the nitrification process, as previously suggested by Bernal (2005)

Table 1. Calibrated parameters description and values for the LU4-N model

	Parameters	Description	Calibrated values
1	K_{Miner}	Mineralization rate [Kg ha^{-1} day^{-1}]	0.51
2	Knitr	Nitrification rate [day^{-1}	1.0
3	Kdenitr	Denitrification rate [day^{-1}]	0.08
4	Kimm	Immobilization rate [day^{-1}	0.15
5	KupNO3	Nitrate plant uptake rate [day^{-1}	93.6
6	KupNH4	Ammonium plant uptake rate [day^{-1}]	90.1
7	Kdenitr_aquif	Shallow aquifer denitrification rate [day^{-1}]	0.06
8	Knitr_aquif	Shallow aquifer nitrification rate [day^{-1}]	1.84
9	Kads	Ammonium soil adsorption rate [day^{-1}]	0.88
10	Kdes	Ammonium soil desorption rate [day^{-1}]	0.05
11	Umin	Mineralization soil moisture threshold (%)	48.2
12	Unitr	Nitrification soil moisture threshold (%)	57.2
13	Udenitr	Denitrification soil moisture threshold (%)	89.7
14	Uimmob	Immobilization soil moisture threshold (%)	41.6
15	C9	Maximum temperature difference (ºC)	6.15
16	MaxAdsNH4	Daily max. NH_4 adsorption [kg day^{-1} km^{-2}]	14.52
17	MaxUPNH4	Annual max. NH_4 uptake [Kg ha^{-1} day^{-1}]	90.11
18	MaxUPNO3 (1)	Annual max. NO_3 uptake [Kg ha^{-1} day^{-1}] (December, January and February)	21.63
19	MaxUPNO3 (2)	Annual max. NO_3 uptake [Kg ha^{-1} day^{-1}] for the rest of the year	118
Initial conditions (Kg Km^{-2})			
20	$NH4_{ads_in}$	Adsorbed Soil NH_4	2.72
21	$NH4_{in}$	Dissolved Soil NH_4	26.58
22	$NO3_{in}$	Soil NO_3	64.44
23	$NH4_{sh_aq_in}$	Shallow aquifer NH_4	0.01
24	$NO3_{sh_aq_in}$	Shallow aquifer NO_3	0.01
25	$NH4_{deep_aq_in}$	Deep aquifer NH_4	11.33
26	$NO3_{deep_aq_in}$	Deep aquifer NO_3	2.27

For the temporal validation, the period from August 2002 to August 2003 was considered. Even if the monthly E index was around 0.8 (indicating that model ability in reproducing at least the seasonal trend), the result obtained was not satisfactory, since the daily nitrate E indexes for the concentration was negative (Figure 3b). The corresponding E index for the hydrology is around 0.4.

Table 2. Nitrogen annual process rates

N Processes	Measured values [Kg ha^{-1} day^{-1}]*	Sim. values [Kg ha^{-1} day^{-1}]
Net mineralization	32.4 – 80.1	62.9
Net nitrification	4.4 – 7.5	6.26
Immobilization	0.08	4.83
Nitrate uptake by vegetation	10.3 - 58	13.07
Ammonium uptake by vegetation	53 – 80.5	58.94

*After Bernal et al., 2004

5. DISCUSSION

The LU4-N model performance for the calibration period can be considered satisfactory, in particular in comparison with the results obtained with the INCA-N model (Bernal et al., 2004). The LU4-N model is able to reproduce the observed ratio between mineralization and nitrification (M:N≅10:1; Table 2) characteristic of Mediterranean regions, which has been shown to be around 10:1 (Serrasolses et al., 1999).

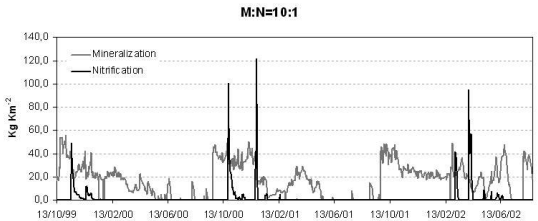


Figure 4. Mineralization : Nitrification ratio (M:N) for the whole period with the LU4-N model. The graph shows the "pulses" of nitrification triggered by the rainfall episodes.

The ability of the LU4-N model to reproduce the observed NO_3 stream concentration for the three year calibration period suggests that the key factors and processes controlling the hydrological and N behaviour are included within the model conceptual scheme and that their mathematical representation seems reasonable. However, the temporal validation process call for caution when considering the result obtained, even if just one year for the validation may not be sufficient to accept or reject the model conceptualization, especially taking into account the hydrological model error propagation. Therefore, it is necessary to use longer temporal series of data that include the higher intra annual-variability typical of these areas to determine if the model is able to represent the catchment nitrogen dynamics. The validation results show that the model generally underestimates NO_3 daily concentrations and loads (Figure 3b and 3c) during periods when the discharge is well simulated, which means that the simulated amount of NO_3 in soil that can be exported is too low. This can be related to many different factors, i.e. high nitrate uptake rate or mineralization/nitrification dynamic. A sensitivity analysis highlighted the mineralization soil moisture threshold (U_{Miner}) as a key factor influencing model results. The value adopted by U_{Miner} changes the relation between mineralization and nitrification, shifting the timing of when NH_4 is available for other processes (i.e. nitrification that would increase the soil nitrate content). Also the nitrification soil moisture threshold (U_{nitr}) and the mineralization constant rate (K_{Miner}) were highlighted as very sensitive parameters. Therefore, it may mean that a better spatial description of the mineralization processes is required rather than a lumped one. In other words, considering the mineralization and nitrification processes rate constants as specific for some particular area rather than uniform for the whole catchment may improve the model performance. To this end, intermittent streams and their associated riparian zone have been highlighted as 'hot spots' for biogeochemical processes in arid and semiarid regions (McIntyre et al., 2009) and Bernal (2005) suggested that during the transition period mineralization activity may be highly influenced by recent litterfall especially in the riparian zone (Hedin et al., 1995). Butturini (2003) in a previous research found at Fuirosos that in the stream edge zone nitrate release predominated over depletion and suggested the unsaturated riparian organic soil layer as a source of nitrate. For these reasons, the role played by the riparian zone should be taken into account for an appropriate simulation of nitrate and ammonium dynamics, even if it is well know that that adding model components and parameters to reproduce specific aspects of catchment behaviour does not necessarily lead to better results.

6. CONCLUSION

The results show that in Fuirosos the nitrogen behaviour is strongly influenced by the soil moisture which is highly variable within and between years. Rainfall inputs to the dry soil seem to act as pulses that trigger biogeochemical and biological transformations. The LU4-N model shows its ability to
reproduce the nitrate behaviour for the calibration period but the temporal validation result was not satisfactory, suggesting that further work is needed to capture the characteristics of this Mediterranean catchments. Several authors (Bernal et al., 2007; McIntyre et al., 2009) note the importance of the riparian

zone as a “hot spot” and that the mechanism of mineralization-nitrification can be essentially different from the rest of the catchment due to the specific moisture condition and different organic matter that can be found there. Therefore, the next step will be to progress the LU4-N model to a simple semidistributed structure model splitting the catchment into two representative hydrological units (HRU): 1) the riparian zone that represents approximately 0.5% of the total catchment area and 2) the rest of the catchment. Indeed, this would keep still reasonable the total number of model parameters, but it would give a better representation of the catchment key processes governing nitrate behaviour.

Ackowledgements. This study was supported by a Formación de Personal Investigador (FPI) grant and founds provided by the Generalitat Valenciana, Conselleria d’Educació.

REFERENCES

Austin A.T., Yahdjian L., Stark J.M., Belnap J., Porporato A., Norton U., Ravetta D.A., Schaeffer S.M.., 2004. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems. *Oecologia* 141:221-235.

Bernal S, Butturini A, Riera J. L, Vázquez E, Sabater F. 2004. Calibration of he INCA model in a Mediterranean forested catchment: the effect of hydological inter-annual variability in an intermittent stream. *Hydrology and Earth System Sciences* 8(4), 729-741.

Bernal S, Butturini A, Sabater F. 2005. Seasonal variation of dissolved nitrogen and DOC:DON ratios in an intermittent Mediterranean stream. *Biogeochemistry* 75: 351- 372.

Birch, H.F., 1964. Mineralization of plant nitrogen following alternate wet and dry conditions. *Plant and Soil* 12:81-96

Butturini A., Bernal S., Nin E., Hellin C., Rivero L., Sabater S, and Sabater F., 2003. Influence of the stream groundwater hydrology on nitrate concentration in unsaturated riparian area bounded by an intermittent Mediterranean stream.. *Water Resour. Res*. 39(4):1110, doi:10.1029/2001 WR001260.

Castaldi S., Aragosa D., 2002. factors influencing nitrification and denitrification variability in a natural and fire-disturbed Mediterranean shrubland. *Biol. Fertile Soils* 36:418 – 425.

Chapman P.J., Edwards A.C., Cresser M.S., 2001. The nitrogen composition of streams in upland Scotland: some regional seasonal differences. *Sci. Total Environ*. 265: 65-83.

Chu Y., Salles C., Cernesson F., Perrin J.L., Tournoud M.G., 2008. Nutrient load modelling during floods in intermittent rivers: An operational approach. *Environmental Modelling & Software* 23, 768-781.

Gallardo A., Merino J., 1992. nitrogen immobilization in leaf litter at two Mediterranean ecosystems of SW Spain. *Soil Biol Biochem* 30:1349-1358.

Gallart F, Llorens P, Latron J, Regüés D. 2002. Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences* 6(3), 527-537.

Hedin L.O., Armesto J.J. and Johnson A.H., 1995. Patterns of nutrients loss from unpolluted, old-growth temperature forests. Evaluation of biogeochemical theory. *Ecology* 76: 493 – 509.

Jarvis P., Rey A., Petsikos C., Wingte L., Rayment M., Pereira J., Banza J., David J., Miglietta F., Borghetti M., Manca G. And Valentini R. 2007. Drying and wetting of Mediterranean soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: the “Birch effect”. *Tree Physiology* 27, 929-940.

McIntyre R., Adams M., Ford D., and Grierson F. 2009. Rewetting and litter addition influence mineralisation and microbial communities in soils form a semi-arid intermittent stream. Soil Biology & Biochemistry 41, 92-101.

Medici C., Butturini A., Bernal S., Vázquez E., Sabater F., Vélez J. I. and F. Francés 2008. Modelling the non-linear hydrological behaviour of a small Mediterranean forested catchment. *Hydrological Processes* 22, 3814-3828.

Mummey, D.L., Smith, J.L., Bolton, H.J., 1994. Nitrous oxide flux from a shrub-steppe ecosystem: sources and regulation. *Soil Biol. Biochem*., 26, 279-286.

Schwinning S. and Sala E.O. 2004a. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems. *Oecologia*, 141:211-220.

Schwinning S., Sala O.E., Loik M., E., Ehleringer J.R., 2004b. Thresholds, memory, and seasonality: understanding pulse dynamics in arid/semi-arid ecosytems. *Oecologia* 141: 191-193.

Serrasolses, I., Diego V., Bomilla, D., 1999. Soil nitrogen dynamics. In: Ecological of Mediterranean evergreen oak forests, F. Roda (Ed.) *Ecological Studies* 137. Springer, Berlin. Germany.

Wade A. J., Durand P., Beaujouan V, Wessel W. W., Raat K. J, Whitehead P. G, Butterfield D., Rankinen K., Lepisto A. 2002. A nitrogen model for European catchments: INCA, new model structure and equations. *Hydrology and Earth System Sciences* 6(3), 559-582. (See also Errata. Hydrol. Earth Syst. Sci., 8, 858-859.).

Whitehead P. G., Wilson, P.G. and Butterfiled, D., 1998. A semi-distributed Nitrogen Model for Multiple Source Assessments in Catchments (INCA): Part 1 – Model structure and Process Equations. *Sci. Total Environ.,* 201/211, 547-558.

CARACTERIZACIÓN DEL CAUDAL BASE EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA A PARTIR DE UN ANÁLISIS ESTACIONAL DE RECESIONES

Agustín Millares [1*], María José Polo [2], Miguel Ángel Losada [1], Cristina Aguilar [2], Javier Herrero [1]

1: Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales
Universidad de Granada
Edificio CEAMA, Avda. del Mediterráneo s/n.18006, Granada
e-mail: mivalag@ugr.es, web: www.ugr.es/local/mivalag

2: Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes
Universidad de Córdoba
Campus de Rabanales. Edificio Leonardo da Vinci. Área de Ingeniería Hidráulica. 14071, Córdoba
e-mail: mjpolo@uco.es, web: www.dinamicaambiental.com

Palabras clave: Caudal base, Análisis de recesión, Concatenación, Modelo hidrológico

RESUMEN. *El estudio del caudal base resulta esencial en la caracterización y cuantificación de recursos hidrológicos de zonas montañosas. En este sentido, el análisis de curvas de recesión proporciona una valiosa información referente a la respuesta de estos aportes y las características medias de los acuíferos, cuando se emplean metodologías que seleccionan y sintetizan fragmentos de recesión en una sola curva, la Curva de Recesión Maestra (CRM), y se comparan los resultados con recesos estivales con el fin de establecer relaciones entre las respuestas. Este procedimiento es clave en la configuración y calibrado de un modelo de aportaciones de caudal base que se integre en un modelo hidrológico global. En este trabajo se ha aplicado esta metodología en tres subcuencas pertenecientes a Sierra Nevada (Granada), en entorno mediterráneo. Los resultados han permitido identificar las diferentes respuestas del caudal base y modelar estas aportaciones, verificando la validez del método propuesto.*

ABSTRACT. *The study of baseflow in mountainous areas is essential in the characterization and quantification of water resources in mountainous areas. In this sense, the recession analysis provides information on the type of response of the subterranean systems and on the average characteristics of aquifers, when methodologies which select and combines fragments of recession into a single curve, the Master Recession Curve (MRC), are applied and the study of recessions during the dry season are used to compare and validate the results obtained. This procedure is essential in the configuration and validation of a hydrological model which include baseflow contributions. In this work, this methodology has been applied to three sub-basins belonging to a high altitude mountain basin in Sierra Nevada (Granada). The results show the existence of two different responses of baseflow and allow the modeling of these flows, checking the validity of the proposed methodology.*

1. INTRODUCCIÓN

Dependiendo de la procedencia de los recursos hidrológicos, la escorrentía puede definirse de una manera muy simplificada como la suma de dos componentes; escorrentía directa y la escorrentía subsuperficial y base correspondiente a la fracción de agua que, una vez infiltrada, recarga y circula a través del suelo y los acuíferos descargando posteriormente su almacenamiento en los ríos, lagos o en el mar. Este segundo tipo de aportes, de respuesta más lenta y continuada se denomina flujo base o **caudal base** y su importancia es crucial desde el punto de vista cuantitativo y cualitativo de los recursos del sistema hidrológico.

La heterogeneidad en el origen del caudal base (Hall, 1968) obliga a analizar cada sistema separando cada uno de los procesos involucrados. Para ello, es preciso diferenciar aquellas aportaciones procedentes de la zona no saturada del suelo. Este flujo recibe el nombre de flujo intermedio (*interflow*) o caudal lateral y Beven (1989), lo define como un flujo cercano a la superficie dentro del perfil del suelo y el marco temporal asociado al evento,

que ha de diferenciarse de las aportaciones subterráneas procedentes de la zona saturada tanto en su delimitación espacial como en el tiempo de respuesta. Esta discretización coincide con los estudios de muchos autores que asocian la mayor parte de las aportaciones en forma de caudal base con la zona saturada del suelo y, en la mayoría de los casos, con acuíferos poco profundos generalmente no confinados (Hall, 1968; Wittenberg y Sivapalan, 1999; Sophocleus, 2002; Chapman, 2002).

Por otra parte, el estudio de la respuesta subterránea así como su cuantificación constituye uno de los problemas con mayor grado de incertidumbre dentro del estudio del ciclo hidrológico. El carácter "oculto" y las dificultades en la obtención de datos correspondientes al almacenamiento subterráneo otorgan una dificultad añadida a su estudio frente al de procesos superficiales. El problema resulta más complejo a la hora de identificar aportes subterráneos en zonas montañosas y cabeceras de cuencas, donde las características de los materiales, en muchos casos fracturados, se alejan de las consideraciones clásicas de medio poroso adoptadas en la hidrogeología convencional. Para caracterizar estos aportes es necesario por tanto recurrir al estudio indirecto a partir del análisis de las curvas de recesión suponiendo que, cuando la recarga hidrogeológica cesa, el estudio de caudales superficiales representa una relación entre almacenamiento-descarga que permite caracterizar el acuífero (Tallaksen, 1995).

El objetivo principal de este trabajo es caracterizar y modelar las aportaciones de caudal base a partir de una metodología que diferencie entre tipos de respuesta en entornos montañosos de materiales fracturados. Para ello, el análisis clásico de fragmentos de recesión se completa con a) un pre-análisis hidrológico que selecciona los fragmentos representativos de los aportes subterráneos b) el empleo de concatenación descendente de estos fragmentos que permite identificar la escala temporal de la respuesta más rápida y c) el estudio de los recesos estivales. Para este fin, se proponen algoritmos automáticos de selección y extracción de fragmentos de recesión, así como algoritmos de concatenación para la generación de la CRM, tanto de manera ascendente como descendente, a partir de los principios de concatenación automática de recesiones (Lamb y Beven, 1997; Millares et al, 2009), utilizando como apoyo la información aportada por el modelo hidrológico WiM-Med, *Watershed Integrated Management*, (Herrero et al., 2008). Se analizará además la influencia de diferentes procesos hidrológicos (evapotranspiración, fusión de nieve y almacenamiento inicial) durante el receso a partir de los resultados obtenidos con el modelo hidrológico mencionado. Finalmente se realiza una primera valoración del modelado del caudal base integrado en el modelo WiM-Med.

2. METODOLOGÍA

2.1. Análisis de recesión

La caracterización del caudal base propuesta, se apoya en el análisis de recesión de caudales superficiales como punto de partida para el modelado de las aportaciones subterráneas integrado en un modelo hidrológico. Generalmente, estos estudios se han enfocado desde perspectivas temporales claramente diferenciadas. Por un lado, a partir de periodos largos y continuos de tiempo donde las entradas al sistema son nulas o mínimas, como el periodo estival, valorando la relación almacenamiento-descarga del sistema de manera continuada con la seguridad de que los caudales proceden totalmente del sistema subterráneo (Tallaksen, 1995; Wittenberg, 1999; Chapman 2002). Por otro lado, se pueden utilizar fragmentos de recesión teniendo en cuenta procesos de escala temporal más corta (infiltración, evapotranspiración, fusión,...) con el fin de verificar que su influencia no sea significativa y no "enmascaran" la procedencia del flujo subterráneo (Lamb y Beven, 1997; Fenicia et al., 2006).

El análisis de fragmentos de recesión, requiere evaluar la relación existente entre ellos para que reproduzcan la respuesta conjunta del flujo subterráneo concatenándolos en una Curva de Recesión Maestra (CRM). Esta curva representa las contribuciones medias de los fragmentos (Tallaksen, 1995; Hammond, 2006), y su análisis puede realizarse de forma ascendente o descendente. De manera ascendente, la CRM resultante refleja fundamentalmente la parte del receso correspondiente a un flujo lento y de mayor inercia del sistema. Ordenando los fragmentos en sentido descendente, la curva resultante permitiría valorar aquellas recesiones que, perteneciendo a la descarga subterránea, se producen de forma más rápida.

La selección de fragmentos de recesión a partir de la serie histórica de caudales y su posterior corrección de la influencia de procesos hidrológicos se ha efectuado con el apoyo del modelo hidrológico WiM-Med, calibrado y

validado para el periodo 1969-2004 en la zona de estudio (Aguilar, 2006; Millares, 2006; Herrero, 2007), siguiendo los pasos descritos en Millares et al. (2009). Por otra parte, el estudio de fragmentos de recesión de manera ascendente se ha validado a partir del análisis de recesos en periodo estival. Por último, se han analizado los efectos de la evapotranspiración y la fusión de nieve en los recesos estivales seleccionados como principales agentes influyentes en la relación almacenamiento-descarga durante el periodo de recesión ya que, en determinados sistemas, pueden ocasionar alteraciones notables en el ritmo de agotamiento del sistema acuífero, con un marcado carácter estacional (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

2.2. Integración del caudal base en un modelo hidrológico

La integración del modelo de caudal mase propuesto dentro del modelo hidrológico se basa en tres líneas principales (figura 1): por un lado, el estudio de las características de los acuíferos existentes en la zona; por otro, el estudio de caudales superficiales con el fin de determinar las relaciones almacenamiento-descarga del sistema; finalmente la intervención del hombre en forma de extracciones.

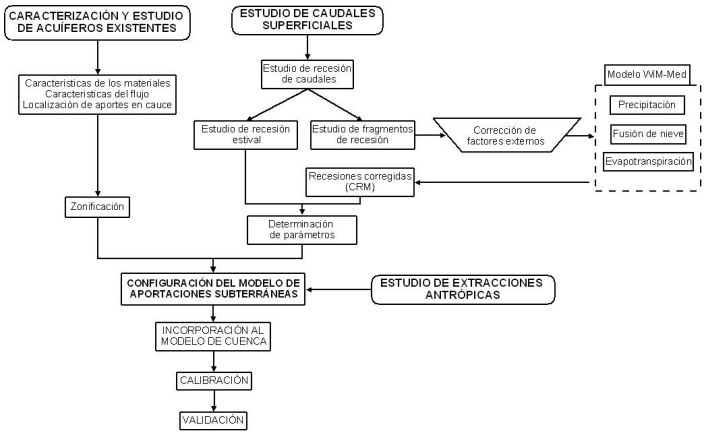


Figura 1. Esquema metodológico propuesto para la configuración de un modelo de aportes subterráneos.

El estudio y caracterización de los acuíferos que componen la cuenca supone una tarea fundamental previa a la configuración del modelo resultando muy importante la descripción del tipo de flujo asociado a los materiales existentes con el fin de modelar correctamente la capacidad del almacenamiento así como su respuesta. La localización de los puntos de descarga donde los diferentes acuíferos realizan aportaciones hacia la red de drenaje, permitirá la definición de las zonas homogéneas, "Zonas Acuíferas" (ZA), necesarias para la simulación de las aportaciones subterráneas de manera agregada. Paralelamente se realiza el estudio de recesión de caudales, de acuerdo a lo descrito en el apartado anterior, estimando los valores de los parámetros que definen la relación almacenamiento-descarga, los coeficientes de almacenamiento, k (T). Por último, se analizan los efectos antrópicos ejercidos sobre el almacenamiento subterráneo.

Para incorporar las aportaciones subterráneas en el modelo WiM-Med, se ha adoptado un modelo conceptual de depósito cuyas bases se describen de manera detallada en el documento *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña* (Millares, 2008). Este

modelo agregado, divide en diferentes unidades homogéneas (ZA), que incluyen multitud de elementos (celdas) del modelo de cuenca distribuido y supone que los acuíferos se comportan como depósitos que retienen temporalmente el agua que entra en ellos. Por lo tanto, una vez calculada la recarga distribuida desde la zona no saturada, esta pasará a un modelo agregado compuesto por dos depósitos lineales para cada ZA; uno con dos salidas, una hacia el cauce, simulando la respuesta rápida del sistema acuífero, y otra que recarga a su vez un segundo depósito encargado de modelar los aportes de mayor inercia. Este modelo simplificado requiere los diferentes coeficientes de almacenamiento *k* que definen el comportamiento de las aportaciones de cada depósito pudiendo ser estimados a partir del análisis de recesión planteado.

2.3. Zona de estudio

El río Guadalfeo nace en la vertiente meridional del macizo de Sierra Nevada, en el sur de España (figura 2). Las elevadas cotas favorecen la presencia de nieve desde noviembre a junio. Esto disminuye los flujos de escorrentía directa durante eventos de precipitación y los lamina con ciclos intermedios de fusión que, a su vez, recargan los acuíferos y mantienen los caudales superficiales durante el periodo de estiaje. Por encima de 2000 metros de cota, más del 75 % de la precipitación anual se produce en forma de nieve (Herrero, 2007).

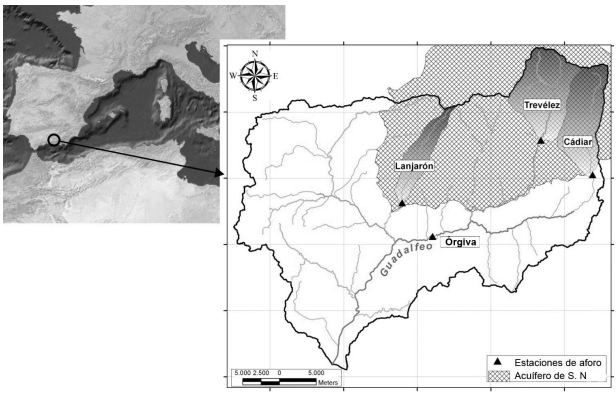


Figura 2. Localización de la cuenca del río Guadalfeo y subcuencas de estudio.

El área seleccionada para este estudio corresponde a la zona acuífera de los materiales metamórficos del macizo de Sierra Nevada, donde se pueden diferenciar: 1) un flujo subsuperficial, rápido, ligado a la franja de depósitos, alteración y fracturación más superficial, con espesores poco profundos, y 2) un flujo profundo, relacionado con la circulación a través de grandes fracturas, accidentes tectónicos y niveles de mármoles y cuarcitas interestratificadas (Castillo et al., 1999). Esto condiciona la existencia de abundantes surgencias; unas constituyen puntos de salida de un flujo subsuperficial poco profundo, de respuesta rápida mientras que otras presentan caudales de mayor entidad, de respuesta más lenta, que no llegan a agotarse y mantienen el flujo superficial de estos ríos de montaña en época estival.

La metodología descrita se ha aplicado a tres subcuencas pertenecientes a la misma formación geológica, Cádiar, Trevélez y Lanjarón (figura 2), todas influenciadas por la dinámica de la nieve, en cuyos puntos de cierre

se cuenta con series de caudal diario (fuente: Cuenca Mediterránea Andaluza), de extensión 38, 10 y 17 años, respectivamente.

3. RESULTADOS

A partir de los resultados obtenidos con el modelo hidrológico correspondientes a precipitación, fusión de nieve y evapotranspiración para cada subcuenca estudiada, se han seleccionado y corregido un total de 171, 31 y 61 fragmentos de recesión para los puntos de aforo de Cádiar, Trevélez y Lanjarón, respectivamente. Por otra parte, se seleccionó un conjunto de recesiones estivales, concretamente 17, 5 y 9 recesos para las mismas subcuencas. El estudio detallado de las recesiones obtenidas evidencia la existencia de dos tramos diferenciados en ellas; una zona de mayor pendiente que se corresponde con respuestas rápidas del sistema subterráneo y una zona de pendiente menor donde sólo se producen aportes más lentos procedentes de zonas más profundas (Millares et al., 2009).

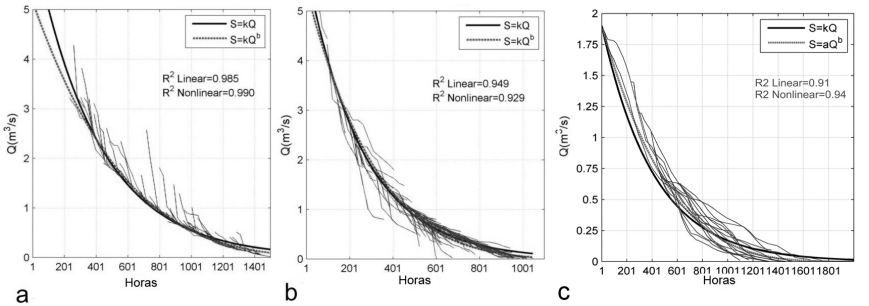


Figura 3. a-b) Concatenación ascendente y descendente de fragmentos de recesión. c) Curvas de recesión estival seleccionadas (Subcuenca de Cádiar). (Millares et al., 2009)

La figura 3(a-b), muestra ambos tipos de flujos, a partir de la concatenación de los fragmentos seleccionados, caracterizados por la CRM generada con criterio ascendente y descendente así como los recesos estivales (figura 3-c) seleccionados en la subcuenca de Cádiar. Los valores de los parámetros obtenidos para el ajuste lineal se recogen en la Tabla 1.

Tabla 1. Ajuste lineal de recesiones estivales y fragmentos de recesión (Millares et al., 2009)

		Recesiones estivales k(días)	R^2	Fragmentos de recesión k(días)	R^2
Cádiar	Estudio individual	16.3	0.97	-	-
	CRM ascendente	17.2	0.91	16.9	0.98
	CRM descendente	-	-	10.8	0.95
Trevélez	Estudio individual	21.9	0.95	-	-
	CRM ascendente	22.7	0.97	15.4	0.99
	CRM descendente	-	-	11.8	0.96
Lanjarón	Estudio individual	7.0	0.96	-	-
	CRM ascendente	7.2	0.85	10.5	0.97
	CRM descendente	-	-	10.4	0.90

Como se puede observar, los resultados medios obtenidos a partir del estudio individual de las recesiones estivales se encuentran en consonancia con los valores correspondientes a la CRM. Por otro lado, los valores correspondientes a las subcuencas de Cádiar y Trevélez, con valores entre 16-22 días, se diferencian claramente de la subcuenca de Lanjarón, con valores de almacenamiento menores.

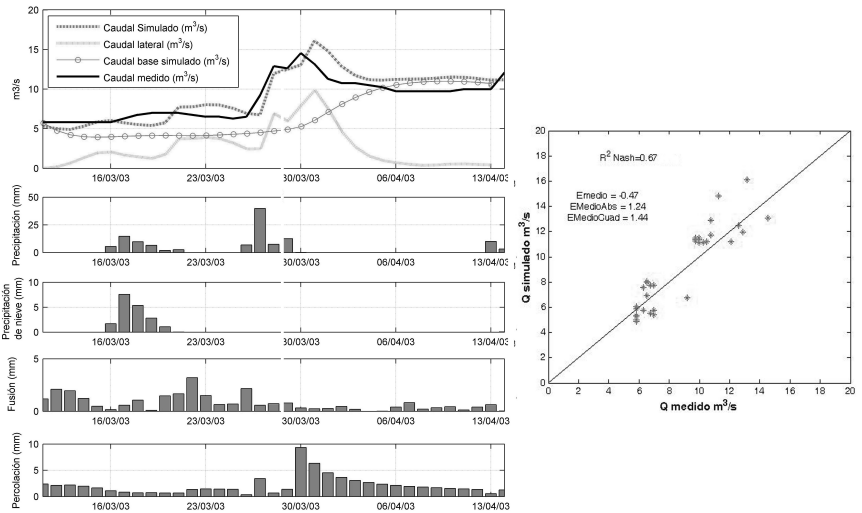


Figura 4. Simulación del modelo de aportaciones subterráneas integrado en el modelo hidrológico WiM-Med.

Estos resultados se utilizaron como base en el proceso de calibración y validación del modelo de aportaciones subterráneas ya integrado en el modelo hidrológico WiM-Med, fijando los parámetros de k_1 y k_2, coeficientes de almacenamiento de respuesta rápida y lenta respectivamente (Millares, 2008). En la figura 4 se exponen los resultados simulados con el modelo WiM-Med para secuencia de eventos registrados en la estación de aforo de Órgiva, para el que las aportaciones de caudal base procedentes de la zona alta de Sierra Nevada tienen especial relevancia. En la configuración inicial de la simulación, se han tenido en cuenta las condiciones de contorno simuladas a escala anual, en donde se han utilizado los resultados de cantidad de nieve acumulada, fusión de nieve, estado de almacenamiento de los depósitos que simulan el caudal base, y estado de humedad del suelo.

4. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en el estudio de recesión muestran muy poca inercia en la respuesta subsuperficial. Otros trabajos (Castillo et al., 2002), obtuvieron valores similares en la misma zona, mostrando un componente inercial muy escaso, lo que no es de extrañar debido a las características particulares de este acuífero de montaña.

Es destacable la similitud en la respuesta para el flujo rápido en las tres subcuencas. Esta homogeneidad en la respuesta rápida refleja características muy similares en la fracturación superficial del suelo en toda la zona de estudio. Los resultados correspondientes a las subcuencas de Cádiar y Trevélez permiten identificar una respuesta rápida (11 días) y una respuesta ligeramente más lenta (17 días), caracterizadas por los diferentes valores de la

CRM descendente y ascendente. Para la subcuenca de Lanjarón, sin embargo, no se detecta esta diferencia de respuesta, obteniendo valores similares con ambos criterios de concatenación, en torno a 10.5 días.

Los resultados obtenidos a partir de los recesos estivales guardan una gran similitud con el estudio de fragmentos de recesión de metodología ascendente, teniendo en cuenta las importantes diferencias metodológicas en proceso de selección de recesiones a partir de la misma serie de datos. Para este periodo estacional, se han analizado las influencias de factores hidrológicos externos. Los resultados (figura 5), muestran las relaciones existentes entre el parámetro lineal ajustado y los efectos de fusión, caudal inicial y evapotranspiración. Como se observa, existe una baja correlación que confirma la escasa influencia de las extracciones por evapotranspiración durante el periodo seco. En cuanto a la influencia de la fusión de nieve, se ha analizado la fusión correspondiente a los 90 días previos al periodo de recesión estival. Los resultados no muestran un efecto de recarga lo que confirma que las recesiones seleccionadas en Cádiar no se encuentran influenciadas por procesos de fusión de nieve. Por último se ha estudiado la influencia del estado inicial del sistema representado por el caudal inicial (Q_0) de cada periodo de recesión mostrando una relación muy baja.

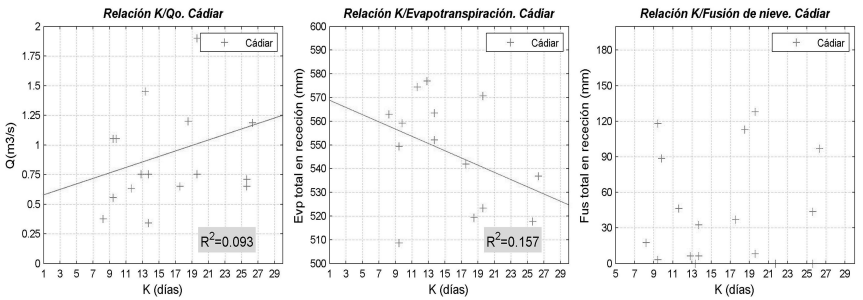


Figura 5. Relación evapotranspiración/*k*, fusión de nieve/*k* y caudal inicial/*k* en recesos estivales.

En ambos conjuntos de recesiones, el ajuste lineal proporciona una aproximación suficiente, aunque los resultados del ajuste no lineal permiten analizar el comportamiento del flujo subsuperficial de cada zona. La escasa diferencia encontrada entre el ajuste lineal y no lineal permite aproximar el sistema estudiado a un sistema lineal, teniendo en cuenta los resultados correspondientes a los factores externos, principales responsables de no-linealidad en la respuesta subterránea como la evapotranspiración o fusión de nieve.

Los resultados obtenidos con el modelo de aportaciones subterráneas en forma de caudal base integrado en el modelo hidrológico WiM-Med, muestran un comportamiento adecuado de estas aportaciones diferenciadas de las aportaciones en forma de caudal lateral, con una respuesta vinculada a los pulsos de precipitación y fusión de nieve intensa. El grado de ajuste entre valores simulados y medidos muestra un ajuste adecuado a esta escala. La respuesta de las aportaciones subterráneas dentro del modelo hidrológico muestra una buena relación entre éstas y la recarga procedente de la zona no saturada.

5. CONCLUSIONES

La selección y corrección de fragmentos de recesión con un modelo hidrológico permite disponer de recesos fuera del periodo estival con los que caracterizar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados. Esto hace disponer de mayor información de partida y, por otra parte, permite caracterizar una respuesta rápida del sistema procedente de una zona de almacenamiento subterráneo donde es difícil explicar la evolución del caudal base debido a la naturaleza de los materiales.

El uso de criterios clásicos ascendentes para obtener la CRM ha arrojado valores de coeficientes de almacenamiento coherentes en las tres subcuencas estudiadas que permite reproducir y caracterizar la respuesta de las

aportaciones subterráneas y configurar un modelo de estas aportaciones integrado en un modelo hidrológico global. En este sentido, la comparación de metodologías a partir de fragmentos de recesión o recesos estivales permite comparar y validar los resultados correspondientes a la relación almacenamiento-descarga desde dos aproximaciones diferenciadas. En la zona estudiada los valores de la subcuenca de Cádiar han sido muy similares desde estos dos enfoques con un valor de $k = 17$ días, existiendo diferencias en la subcuenca de Lanjarón $7 > k > 10$ días y diferencias más notables en Trevélez $15 > k > 22$ debidas a la menor cantidad de datos disponibles.

La concatenación descendente de estos fragmentos ha mostrado ser un método válido para cuantificar la dinámica de estos flujos rápidos en las cuencas estudiadas. En conjunto, la metodología propuesta para diferenciar el flujo subsuperficial de respuesta rápida en materiales fracturados ha proporcionado resultados satisfactorios y ha identificado este flujo con órdenes de 10 días con respecto del receso producido en zonas más profundas del acuífero que muestran un comportamiento ligeramente más lento.

La influencia de factores externos sobre los recesos estivales revelan un escaso efecto ante una posible recarga por fusión de nieve en el sistema, lo que ocasionaría una sobreestimación del parámetro k, así como un bajo efecto ante extracciones por evapotranspiración debido a las características particulares del acuífero estudiado.

Los resultados correspondientes a las aportaciones de caudal base integrado en el modelo hidrológico WiMMed, reproducen un comportamiento adecuado aportando una información adicional basada en la configuración del modelo y en la metodología empleada que permite diferenciar tipos de respuestas en las aportaciones acuíferas.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido posible gracias a la confianza y el apoyo económico de la Consejería de Medio Ambiente y la Agencia Andaluza del Agua, promotores e impulsores del modelo hidrológico de cuenca en el que se inserta este estudio.

REFERENCIAS

Aguilar, C., 2006. Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo. DEA, Universidad de Córdoba. http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/DEA_Cristina_Aguilar.pdf

Beven, K.J., 1989. Interflow. *Morel-Seytoux HJ.Unsaturated flow in hydrologic modeling: theory and practice.*,191–219. Kluwer, Dordrecht.

Castillo, A., Cruz, J.J., Benavente, J., 1999. Aguas de Sierra Nevada. *Aguas de Lanjarón. Lanjarón: paisajes del agua.*,35–64. Balneario de Lanjarón, S.A. Granada.

Castillo, A., Fideli, B., 2002. Algunas pautas del comportamiento hidrogeológico de rocas duras afectadas por glaciarismo y periglaciarismo en Sierra Nevada (España). *Geogaceta 32*, 189–191.

Chapman, T.G., 2002. Modeling stream recession flows. *Environmental modeling & software, 18*, 683-692.

Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen P., Pfister L., 2006. Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modeling. *Hydrol.& Earth Syst. Sci., 10*, 139-150.

Hall, F. R., 1968. Baseflow recessions. A review. *Water Resor. Res., 4(5)*, 973-983.

Hammond, H. 2006. Recession curve estimation for storm event separations. *J. Hydrol., 330*, 573- 585.

Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen P., Pfister L., 2006. Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.http://www.ugr.es/local/herrero

Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Ávila, A., Díaz, A., Moñino, A., Polo, M.J., Losada, M.A. , 2008. Manual teórico del Modelo WiM-Med (Watershed Integrated Management). Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales-Sección de Ríos y Embalses. Universidad de Granada. Granada.

Lamb, R., Beven K.J. 1997. Using interactive recession curve analysis to specify a general catchment storage model. *Hidrol. Earth Syst. Sci., 1*, 101-113.

Millares, A., 2006. Estudio hidrogeológico para la gestión integrada de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). DEA. Universidad de Granada. 108–131.http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/DEA_Agustin_Millares.pdf

Millares, A., 2008. Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TESIS_AgustinMillares.pdf

Millares, A., Polo, M.J., Losada, M.A., 2009. The hydrological response of baseflow in fractured mountain areas. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 6*, 1-26.

Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of science. *Hydrog. Jour. 10*, 52-67.

Tallaksen, L. M., 1995. A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol., 165*, 349-370.

Wittenberg, H. , 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrol. Process., Special Issue Process Interactions in the Environment. 13,5*, 715-726.

Wittenberg, H. y Sivapalan, M., 1999. Watershed groundwater balance estimation using stream-flow recession analysis and baseflow separation. *J. Hydrol., 219*, 20-33.

COMBINED EFFECT OF REGULATED DEFICIT IRRIGATION AND LOW QUALITY WATER ON SALTS ACCUMULATION UNDER DRIP IRRIGATION.

Mounzer Oussama[1], Pérez S. Francisco[1], Pedrero S. Francisco[1], Alcobendas P. Rosalía[1], Bayona G. José María[1], Nicolás N. Emilio[1] and Alarcón C. Juan José[1].

Departamento de Riego: Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura, CEBAS-CSIC.
E-mail: omounzer@cebas.csic.es

Key words: Regulated deficit irrigation, treated wastewater, salinity, HYDRUS

Abstract

This study aims to assess the combined effect of regulated deficit irrigation"RDI" and the use of low-quality irrigation water on salt accumulation. Six irrigation treatments have been differentiated in a commercial adult mandarin orchard, under drip irrigation. A control treatment (100% ETc) and an RDI treatment (50% ETc during stage II of fruit growth) were irrigated using three different water quality sources [good (EC≈1,), low (EC≈3) and time-variable (1≤EC≤4)]. Soil water content, soil matric potential and soil solution has been monitored on biweekly bases within the soil wetted volume under the emitter. Furthermore, gravimetric soil samples were taken before, at the beginning, at the end and after the application of RDI to evaluate the accumulation of salts at 10 and 30 cm away from the emitter and at 20, 40 and 60 cm depth. Field observations are compared with simulations of water and solute transport using HYDRUS-2D.

Resumen

El objetivo de este trabajo fue de evaluar el efecto combinado del riego deficitario controlado "RDC" y de la aplicación de aguas depuradas de baja calidad sobre la acumulación de sales en el suelo. Para ello, en una finca comercial con mandarinos adultos bajo riego localizado, se diferenciaron 6 tratamientos de riego. Se aplicó un Control (100% ETc) y un RDC (50% ETc durante la segunda fase de crecimiento del fruto) utilizando 3 fuentes de agua de distinta calidad [buena (CE≈1,), baja (CE≈3) y variable (1≤CE≤4)]. Cada 15 días, se registraron las variaciones del contenido de agua en el suelo, el potencial mátrico y la composición química de la solución del suelo. Además, se tomaron muestras gravimétricas antes, al inicio, al final y después de la aplicación del RDC. A posteriori se compararon los datos registrado en campo con simulaciones matemáticas utilizando el modelo HYDRUS-2D.

INTRODUCTION

Increasing water shortage and water competition between users are stressing forward adapting deficit irrigation strategies (Fereres and Soriana, 2007) and using non-conventional water resources (Mantell et al. 1985; Del Amor, 2000). Furthermore, the volume of treated wastewater is in continuous increase due to environmental concerns and the progressive implementation of the European WasteWater Directive (91/271/EEC). In Murcia-Spain there are at least 80 operating water treatment plants "WTPs" delivering more than 101.8 hm^3 per year: ESAMUR (2008), which restore up to 6% of the annual renewable water resources: PHCS (1997). The free availability of this considerable volume of water against the negative impact of water shortage and consequent political conflicts in the region has renewed and enhanced the use of urban wastewater in modern agriculture (mainly drip irrigation).

The use of treated wastewater for irrigation holds different risks for human health, environment and agricultural production system depending on the type of recycled water and the treatment employed. However, in developed countries, treated effluents are not allowed to be delivered to the environment before reducing possible health hazards to their minimum: Bixio et al., (2006). Nonetheless, almost all types of these effluents remain moderate to highly saline and consequently their long term use in irrigation may significantly affect the physical and chemical properties of the soil especially under modern and intensive agricultural system in arid and semi-arid areas (Ayars et al., 1993; Hillel, 2000; Pérez-Sirvent et al., 2003 and Angin et al., 2005). Oster (1994) reported that use of poor quality water requires some changes from standard irrigation practices, such as selection of appropriately salt tolerant crops, improvements in water management and, in some cases, the adoption of advanced irrigation technology. Inappropriate scheduling of water and fertilizers application has led to salinity buildup under long term use of drip irrigation: Darwish et al. (2005) and the prolonged use of wastewater for irrigation increased the compaction of the receiving soil and reduced its capacity of holding nutrients: Wang et al., (2003).

Water uptake by plant roots tends to increase salt concentration of the soil solution especially under saline conditions. During RDI application and high evapotranspiration demands additional osmotic potentials could be induced. This can lead to roots being exposed to higher toxicity hazards and to very different soil osmotic and matric water potentials from the bulk of the soil during the water depletion period.

The study described here below aimed at assessing the distribution and buildup of salinity in the soil irrigated by surface drip irrigation while applying regulated deficit irrigation "RDI" strategies and using saline treated wastewater.

MATERIAL AND METHODS

The experiment was conducted during the citrus production cycle (2007/2008), at a commercial orchard located in Campotejar-Murcia Spain (38º07´18´´N; 1º13´15´´W). The experimental plot of 0.5 ha was cultivated with 8-year old mature mandarin trees (*Citrus clementina* cv. 'Orogrande') grafted on Carrizo citrange [*Citrus sinensis* (L.) Osb. x *Poncirus trifoliata* L.]. The trees were spaced by 3.5 m between plants and 5 m between rows. The irrigation system consisted of a single lateral per plant row and 3 self compensating emitters per tree, spaced 0.9 m apart and providing 4 $l.h^{-1}$ each. The soil had a clay-loam texture (48% clay, 41% loam and 11% sand) with an average bulk density of 1.65 $g.cm^{-3}$. The irrigation doses was scheduled on the basis of weekly evapotranspiration of the crop "ETc" estimated as reference evapotranspiration (ETo), calculated with the Penman-Monteith methodology: Allen et al., (1998), and a monthly crop factor.

The irrigation control unit was equipped and supplied with three water sources; the first (AT) was pumped from the Tajo-Segura water conveyance channel (EC ≈ 1 $dS.m^{-1}$), the second (AC) was delivered by the irrigators association of Campotejar ($1 \leq EC \leq 4$) and the third (AD) was pumped from the wastewater treatment plant of the North of "Molina de Segura" and automatically mixed at the irrigation control head with water from "AT" to guarantee an irrigation water of EC ≈ 3$dS.m^{-1}$.

Two irrigation treatments were differentiated for each water source. A control treatment irrigated to recover 100% ETc throughout the growing season and a regulated deficit irrigation treatment (RDI) irrigated to recover only 50% ETc during the second stage of fruit growth, being unsusceptible to moderate water stress: González-Altozano and Castel (1999) and which extended from Jun 22nd to August 13th. A total of 6 treatments with 4 replicates each were distributed using a completely randomized design. Each replicate consisted of 3 x 4 trees with the 2 central trees being used for periodic sampling.

The soil water content (θ_v), the soil matric potential (Ψ_m) and the soil solution were sampled on biweekly basis. The θ_v was measured at 0.2 m away from the first emitter perpendicular to the irrigation lateral, using the TDR for the top 0.1 m and the neutron probe from 0.2 down to 1 m depth following a 0.1 m step. On the opposite symmetry side, the Ψ_m was measured at 0.2, 0.4 and 0.6 m depth using WaterMark® tensiometers. The soil solution was sampled at 0.3 m depth using suction lysimeters (Diameter = 63 mm) installed at 0.1 and 0.3 m away from the same emitter.

Gravimetric soil samples were collected 4 times a year from 0.2, 0.4 and 0.6 m depths at 0.1 and 0.3 m away from the emitter. The first sample was taken in January, the second at the beginning of RDI application, the third at the end of RDI application and the last one was gathered in the end of the irrigation season (end of November).

NUMERICAL SIMULATION

Hourly evolution of the soil water content and chloride transport was simulated during one year using the HYDRUS-2D model: Šimůnek et al., (2008) for the control and RDI treatments irrigated with good and reduced water quality respectively. Chloride is the most prevalent ion in irrigation waters. Its threshold concentration for causing damage varies with crops. However, its side effects are usually more pronounced in woody perennial fruit trees: Feigen et al., (1990).

The modeled flow domain was a vertical symmetry transect, at the first emitter position (at 0.9 cm from the trunk) and perpendicular to the drip line, with 2.5 m in width and 1m in depth. A soil extension of 0.2 m depth and 0.5 m width with a waved top boundary was added on the top left corner to represent the soil bed (Figure 1). The boundaries at distance "$d = 0\,cm$" and "$d = 250\,cm$" from the emitter were assumed to be no-flow boundaries, and the bottom was assumed to be a free-drainage boundary. The upper boundary was assumed to be atmospheric where the potential evapotranspirative flux was estimated from the reference Evapotranspiration (ETo Penman Monteith) and the crop coefficient (Kc) considering that surface evaporation was no more than 5% of ETc. Variable input water flux was computed from the applied irrigation schedule (doses and frequency) of the simulated irrigation system. The radius of the saturated zone below the emitter was considered variable in time and was computed through the modified HYDRUS-2D code (provided by the author of the model "J. Šimůnek"). This modified code switch from

a Neumann (flux) to a Dirichlet (head) boundary condition whenever the surface pressure head required to accommodate the specified emitter flux for a surface node, is larger than 0: Gärdenäs et al., (2005). The root distribution function described by Vrugt et al., (2001) was implemented using the values (150, 130, 1) in the vertical direction and (150, 50, 1) in the horizontal direction for the corresponding parameters. The root water uptake was subjected to the soil water stress response function of Feddes et al. (1978).

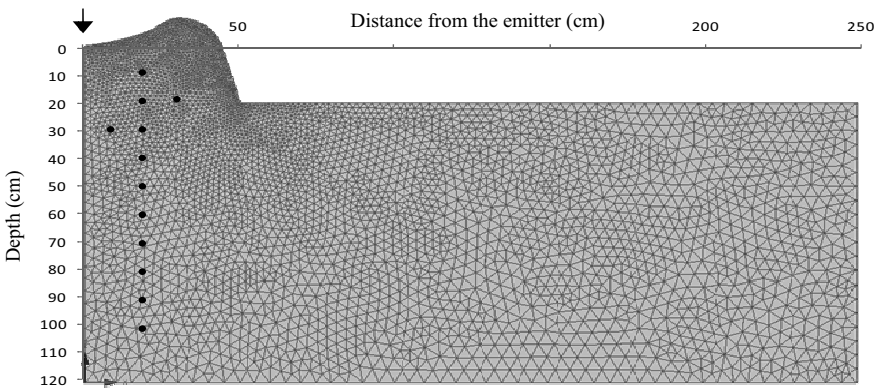


Figure 1: Geometry of the simulated soil domain. The black points represent the observation nodes equivalents to the measurement sites in the field.

The hourly precipitation, crop Evapotranspiration (Evaporation = 0.05*ETc and Transpiration = 0.95*ETc), irrigation input flux and chloride concentration were introduced into the HYDRUS-2D model. Field measurements of the soil water content at different depths were introduced into the objective function of the HYDRUS-2D model to predict the soil hydraulic parameters (θ_r, θ_s, α, n, k_s and I) and consequently estimate the soil water and chlorides distribution within the root zone of mandarin trees under different drip irrigation regimes.

RESULTS

Applied water

The irrigation water coming from AT, AC and AD sources was monthly sampled and analyzed to assess the annual evolution of its quality in terms of electrical conductivity (Figure 2A) and sodium adsorption ratio "SAR" (Figure 2B). The EC of "AT" was almost constant with an annual average of 1.19 $dS.m^{-1}$ and that of "AD" was roughly maintained around 3.18 $dS.m^{-1}$ through the on-site mixing with water coming from "AT". The irrigation water pumped from "AC" showed a variable EC due the water delivering policy followed by the irrigators association. This policy depended on the available water resources throughout the irrigation season (Tajo-Segura conveyance channel, groundwater and/or treated wastewater).

The SAR values of the three water sources were between 0 and 10 indicating the presence of a reduced sodification power especially when the SAR and EC are compared together. However, the SAR values of AC and AD are closer to the upper limit and the application of leaching fraction is highly recommended.

The quantity of irrigation water applied amounted 5377 $m^3.ha^{-1}$ for the control treatment and 4423 $m^3.ha^{-1}$ for the RDI treatment. Consequently 18% of the seasonal irrigation water requirements were saved without significant reductions in the final crop production (Data not shown).

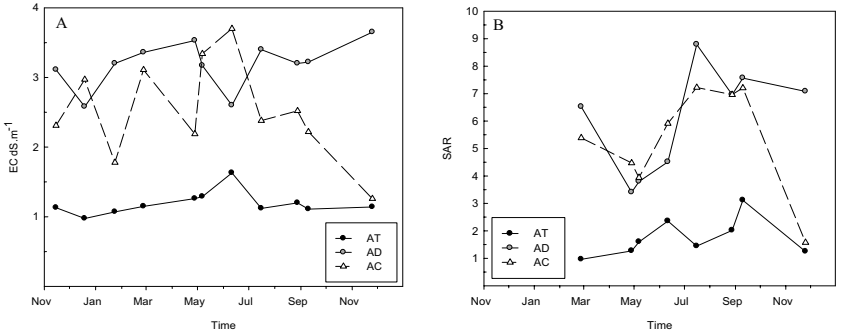


Figure 2: (A) Evolution of the electrical conductivity EC and (B) the sodium adsorption ratio SAR of the three irrigation water sources AT: water conveyance channel, AD: treated Wastewater and AC: irrigators association.

Soil matric potential

The values of the soil matric potential of the three control treatments (C-AT, C-AD and C-AC) were maintained above -20 kpa revealing optimum soil water conditions within the top 0.6 m throughout the growing season. For the RDI treatments (RDI-AT, RDI-AD and RDI-AC), only the Ψ_m at 0.2 m depth was maintained above -20 kpa whereas the water tension at 0.4 and 0.6 m depths decreased progressively as affected by the deficit irrigation. Under RDI and good quality water "AT" the registered Ψ_m values were significantly below those recorded within the soil under RDI treatment and reduced quality water. This could be the result of a reduced root water uptake in the "AC" and "AD" treatments as affected by increased soil osmotic water potential especially that Watermark tensiometers measure only the matric component of the soil water potential.

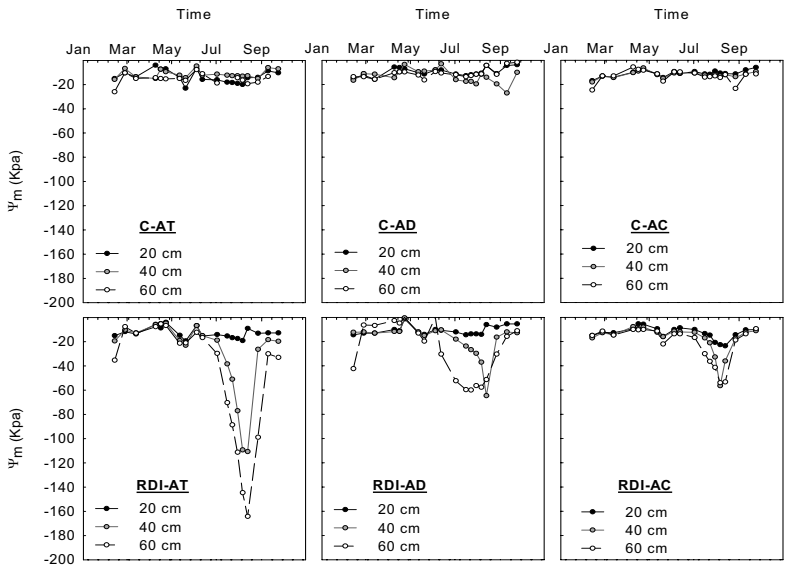


Figure 3: Seasonal evolution of the soil matric potential recorded at 0.2 m away from the emitter and at three depths (0.2, 0.4 and 0.6 m) for the 6 irrigation treatments. The letters C and RDI stands for control and regulated deficit irrigation treatment respectively whereas the letters AT, AD and AC refer to the water source withdrawn from the Tajo-Segura conveyance channel, the Wastewater treatment plant and the irrigators association.

Soil solution

The used suction lysimeters did not perform constantly to extract enough water from the soil especially during the deficit irrigation period. The electrical conductivity of the soil-water extracted at 0.3 m depth was highly variable and unexpected in some occasion when compared to the applied irrigation treatments (Figure 4). Therefore, we could not identify any tendency or significant differences between treatments in terms of salts accumulation in the soil. It was neither clear at both distances from the emitter of the same treatment. Even so, higher EC values were observed at 0.3 m than at 0.1 m from the emitter.

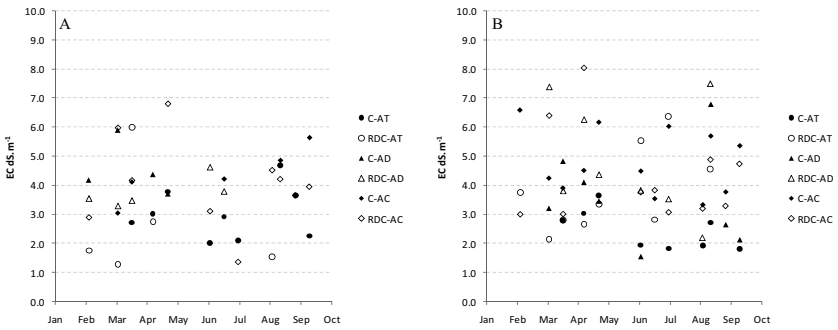


Figure 4: Electrical conductivity of the soil solution extracted with suction lysimeters at 0.3 m depth and 0.1 (A) and 0.3 m (B) away from the emitter.

Soil water content

The hourly simulated and biweekly field records of the soil water store "SWS" down to 1 m depth under full irrigation and RDI treatment are depicted on Figure 5. From the beginning of the irrigation season till the 22nd of June, the SWS was maintained at field capacity for both treatments. Since that date till August 13th the SWS of the RDI treatment was depleted progressively by root water uptake while only 50% of the water lost by ETc were restored to the soil. Later on, the full irrigation practice (100% ETc) was resumed and the SWS recovered progressively its initial state about 1 month later. The simulated values of SWS fitted satisfactorily with the observed measurements except during the SWS recovery period for the RDI treatment. This could be the result of a hysteresis process.

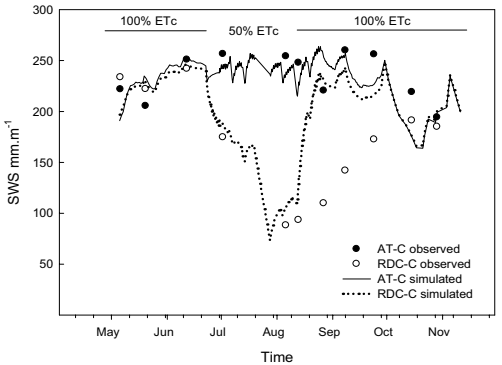


Figure 5: Seasonal evolution of the soil water store "SWS" simulated by HYDRUS-2D (continuous and dashed lines) and measured by neutron probe (filled and empty circles) under full irrigation and RDI treatment respectively.

Chloride distribution

The spatial distribution of chloride concentration within the soil profile subject to 2 irrigation regimes at the start and conclusion of RDI application, using good and low quality irrigation water, is presented on figure 6 and 7 respectively. The initial chloride concentration in the soil was set equal to 0.5 mg.cm^{-3} (500 ppm). From January first till Jun 22nd, both treatments were irrigated to fully recover the water lost by Evapotranspiration. During this period the soil water content between plant rows decreased progressively as affected mainly by evaporation whereas the wetted bulb below the emitter was maintained at field capacity by frequent irrigation. These conditions have generated a decreasing gradient of humidity outward the emitter and produced the accumulation of salts in the upper soil layer and at the outer limits of the wetted soil volume even when applying good quality water. At 100 cm away from the emitter, the chloride concentration under the "C-AT" treatment increased from 0.5 g.cm^{-3} in January up to 6 g.cm^{-3} on Jun 22nd (Figure 6A) and to 10 g.cm^{-3} on August 12th (Figure 6B). During the period of RDI regime the irrigation doses was reduced by half, consequently the wetted bulb shrank and the chloride concentration of 6 g.cm^{-3} on Jun 22nd (Figure 6C) started increasing closer and within the active root zone and reached a doubled value of 20 g.cm^{-3} at 0.3 m depth (Figure 6D). For the AD treatments the effect of drip irrigation in terms of solute concentration was intensified by the reduced quality of irrigation water. The homogeneous distribution of chloride concentration set at 0.5 g.cm^{-3} in January was altered by the heterogeneous irrigation water input and root water uptake and was increased within the upper soil layers up to 16 g.cm^{-3} before the application of RDI (Figure 7A and 7C) and up to 50 g.cm^{-3} after it (Figure 7D).

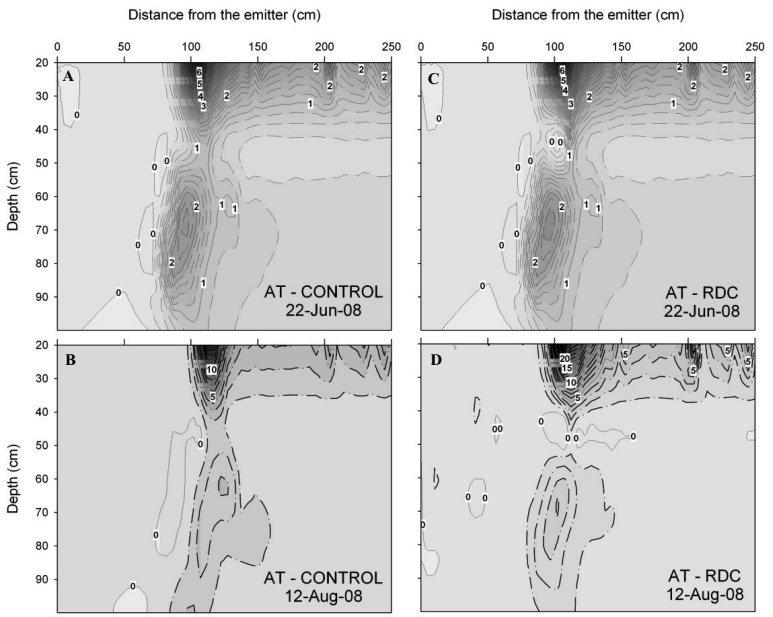


Figure 6: Simulated 2D-Spatial distribution of chloride concentration (mg.cm^{-3}) at the start (Jun 22nd) and conclusion (August 13th) of RDI application using good quality water (AT source).

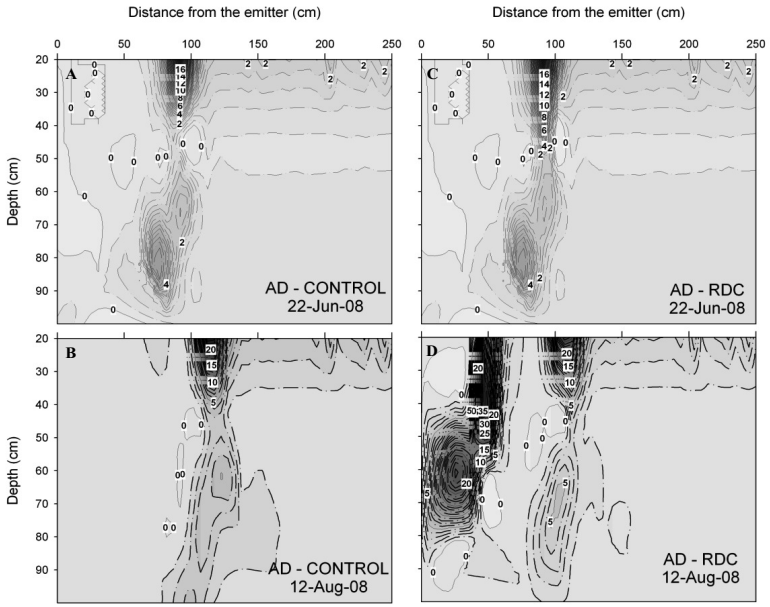


Figure 7: Simulated 2D-Spatial distribution of chloride concentration ($mg.cm^{-3}$) at the start (Jun 22nd) and conclusion (August 13th) of RDI application using reduced quality water (AD source).

The ambiguous values of point measured salt concentration could be explained through the simulated solute dynamic and distribution. The preselected sites of sampling of the soil solution (at 0.1 and 0.3 m from the emitter and 0.3 m depth) seem to be located within a soil volume that is continuously leached by irrigation water. Consequently the sampled soil solution did not represent the real effect of drip irrigation, low quality irrigation water and the use of regulated deficit irrigation strategies on the accumulation of salts. This hypothesis would be confirmed through the laboratory analysis of the gravimetric soil samples collected during 2008 (samples under processing) and by further studies during the coming years.

CONCLUSIONS

A fair agreement was found between the field measured and HYDRUS simulated values of the soil water content. Simulated water movement and solute transport under good quality drip irrigation system emphasizes the possible accumulation of salts at the fringe of the wetted soil volume under the emitter. This phenomenon is accelerated when using low quality irrigation water and during the application of regulated deficit irrigation. Further studies are required to confirm the simulated results and to establish practical guidelines for a sound application of water saving strategies while using low quality irrigation water.

AKNOWLEDGEMENTS

This research was part of 2 projects: the CONSOLIDER INGENIO 2010 (MEC CSD2006-0067) funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation and the IRRIQUAL (EU-FP6-FOOD-CT-2006-023120) co-funded by the European Commission, DG Research, within the 6th Framework Programme of RTD, Priority 5 - Food quality and safety.

REFERENCES

Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration- guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage 56, FAO, Roma*.

Angin I, AV. Yaganoglu, M. Turan, 2005. Effects of long-term wastewater irrigation on soil properties. *Journal of Sustainable Agriculture, V26, n3, 31-42.*

Bixio D., C. Thoeye, J. De Koning, D. Joksimovic, D. Savic, T. Wintgens, T. Melin, 2006. Wastewater reuse in Europe. *Desalination, 187 (1-3), 89-101 pp*.

Del Amor García, F., 2000. El riego con aguas salobres en Murcia (Proyectos en marcha durante la última sequía. Situación actual y perspectivas). *Publicaciones CEBAS-CSIC-Programa de Asesoramiento en Riegos, Murcia*.

ESAMUR (2008). IV Jornadas Técnicas de Saneamiento y Depuración

Feddes, R.A., P.J. Kowalik, H. Zaradny, 1978. Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs. Pudoc, Wageningen.*

Feigen A., I. Ravina and J. Shalhevet, 1990. Effect of irrigation with treated sewage effluent on soil, plant and environment, irrigation with treated sewage effluent. *Management for Environmental Protection. Springer-Verlag. 59–87 pp*.

Fereres E. and M.A. Soriano, 2007. Deficit irrigation for reducing agricultural water use. *J. Exp. Bot. 58: 147-159 pp*.

Gärdenäs, A., J.W. Hopmans, B.R. Hanson, and J. Šimůnek. 2005. Two-dimensional modeling of nitrate leaching for various fertigation scenarios under micro-irrigation. Agric. *Water Manage. 74:219–242 pp.*

González-Altozano P. and J.R. Castel 1999. Regulated deficit irrigation in 'Clementina de Nules' citrus trees. I. Yield and fruit quality effects, *J. Hortic. Sci. Biotechnol. 74 (6), 706–713 pp.*

Hillel, D., 2000. Salinity management for sustainable irrigation: Integrating science, environment and economics. *The World Bank,Washington DC.*

Mantell A, H. Frenkel and A. Meiri, 1985. Drip irrigation of cotton with saline-sodic water. *Irrig. Sci. 6, 95–106 pp*.

Oster J. D., 1994. Irrigation with poor quality water. *Agric. Wat. Manage. 25, 271–297 pp*.

P.H.C.S., 1997. Plan hidrológico de la Cuenca del Segura. Confederación Hidrográfica del Segura.

Pérez-Sirvent C., M.J. Martínez-Sánchez, J. Vidal and A. Sánchez, 2003. The role of low-quality irrigation water in the desertification of semi-arid zones in Murcia, SE Spain. *Geoderma, nº 113. 109-125 pp*.

Šimůnek J., van M. Th Genuchten and M. Šejna, 2008. Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. *Vadose Zone J 7:587-600 pp*.

Vrugt, J.A., Hopmans, J.W., Šimůnek, J., 2001. Calibration of a two dimensional root water uptake model. *Soil Sci. Soc. Am. J. 65 (4), 1027–1037 pp*.

Wang Z., A.C. Chang, L. Wu. And D. Crowley, 2003. Assessing the soil quality of long-term reclaimed wastewater-irrigated cropland. *Geoderma, nº 114: 261-271 pp*.

EVALUACIÓN DE DISTINTAS FUNCIONES DE INFILTRACIÓN ACOPLADAS EN UN MODELO NUMÉRICO DE CIRCULACIÓN DE FLUJO EN AGUAS SOMERAS

María Nofuentes Muñoz y María José Polo Gómez

Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola
Escuela Técnica superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes
Universidad de Córdoba
Campus de Rabanales. Edificio Leonardo da Vinci. Área de Ingeniería Hidráulica. 14071, Córdoba
e-mail: (mnofuentes, mjpolo)@uco.es, web: www.dinamicaambiental.com

Palabras clave: Flujo superficial, infiltración, modelado numérico.

RESUMEN. *El modelado del proceso de circulación de agua superficial en la zona no saturada del suelo requiere una adecuada caracterización del proceso de infiltración. La circulación unidimensional superficial del flujo de agua se describe mediante las ecuaciones de Saint-Venant, acoplando la función de infiltración como término fuente. La validez de la simplificación 1D en situaciones transitorias del régimen de agua depende de la capacidad de la ecuación de infiltración adoptada. El objetivo de este trabajo es evaluar la idoneidad de dos ecuaciones de infiltración como son la de Lewis-Kostiakov y Green y Ampt para el modelado de la circulación superficial de agua y el transporte de solutos, resolviendo el sistema de ecuaciones con el esquema numérico de MacCormack. Se comparan los resultados con datos experimentales obtenidos en parcelas de riego por surcos en 2003.*

ABSTRACT. *Surface flow process modeling over the vadose zone requires a well infiltration process characterization. 1D surface flow is described by Saint-Venant equations with the infiltration function coupled as a source term. The infiltration function selected determines the 1D simplifications validity in transient flow conditions. The aim of this work is to test two infiltration functions suitability as Lewis-Kostiakov and Green and Ampt equations to model solute transport in surface flow, solving the equations system with the MacCormack numerical scheme. Results are compared with experiments carried out in an irrigation field in 2003.*

1. INTRODUCCIÓN

El modelado del proceso de circulación de agua superficial en la zona no saturada del suelo requiere una adecuada caracterización del proceso de infiltración. La circulación unidimensional superficial del flujo de agua se suele describir mediante las ecuaciones de Saint-Venant, a las que se le puede acoplar la función de infiltración como término fuente. La validez de la simplificación 1D en situaciones transitorias del régimen de agua depende no sólo de la uniformidad del sistema sino de la capacidad de la ecuación de infiltración adoptada para reproducir la variabilidad temporal existente, y su acople en el esquema numérico implementado. Estos efectos sobre la bondad final del modelo numérico se multiplican cuando se estudia el transporte de solutos en el flujo de agua.

Cuando el agua circula con una condición de contorno aguas arriba concreta, es el suelo el que controla la circulación en superficie, ya que según su capacidad de infiltración y su estado inicial, el flujo de agua infiltrado evoluciona y con ello el caudal en cada punto de la superficie. Por ello, el modelado adecuado de este proceso en la zona no saturada es fundamental para el estudio de cualquier aspecto relacionado con el flujo de agua, como es el transporte de solutos. En el ámbito de la fertirrigación se ha estudiado previamente cómo modelar numéricamente el transporte de fertilizante en el flujo de agua superficial y su infiltración y distribución en el medio poroso (García-Navarro, et al., 2000; Abbasi et al., 2003; Sabillón y Merkley, 2004; Strelkoff et al., 2006; Nofuentes, 2007). Los resultados obtenidos han mostrado una buena aproximación de la circulación de agua, pero no tan buena en la circulación y distribución de fertilizante. Todo ello puede ser debido a las simplificaciones realizadas en las ecuaciones y a la función escogida para modelar la infiltración.

El objetivo de este trabajo es evaluar la idoneidad de dos ecuaciones de infiltración como son la de Kostiakov-Lewis y Green y Ampt para el modelado de la circulación superficial de agua y el transporte de solutos. Para lo

que se han resuelto las ecuaciones de Saint Venant con el esquema numérico de MacCormack, la fricción con el modelo de Manning, y la ecuación de advección-dispersión para sustancias conservativas con el esquema de MacCormack para la advección y un esquema en diferencias centradas para la difusión. Se comparan los resultados con datos experimentales disponibles, obtenidos en parcelas de riego por surcos en 2003 en ensayos de transporte de nutrientes.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Diseño Experimental

Los datos experimentales utilizados se han obtenido de Nofuentes (2007). A continuación se presenta un resumen del diseño experimental y de las medidas realizadas. Se llevaron a cabo una serie de ensayos durante el verano de 2003 en una parcela experimental en la finca Alameda del Obispo de Córdoba, con suelo aluvial de clase textural franca, alto contenido en carbonato cálcico y pobre en materia orgánica, clasificado como *Typic xerofluvent* (Soil Survey Staff, 1999), o como *Eutric fluvisol* (FAO, 1988).

La parcela, de 135 m de longitud y 0.8 % de pendiente, se gradeó varias veces antes de aporcar surcos, a los que se les dio una separación de 0.75 m. Se regaron dos grupos de 3 surcos en la parcela, realizándose dos ensayos en cada grupo de surcos, el primero sobre el suelo recién gradeado y aporcado y el segundo sin que mediara ninguna labor tras el primer ensayo y sin que ocurriera precipitación alguna. Se aplicó un caudal de entrada constante en cabecera. Los caudales de entrada y salida se midieron con aforadores portátiles tipo RBC (Clemmens et al., 1984).

En cada ensayo se realizaron tres aplicaciones de soluto en cabecera en forma de solución concentrada, 5 kg de trazador (nitrato potásico, NO_3K) disueltos en 22.5 L de agua, mediante un pulso de 4 minutos de duración realizado en distintos momentos desde el comienzo del riego. El movimiento en superficie del soluto se evaluó midiendo la evolución temporal de la conductividad eléctrica (CE) del agua en secciones transversales en el surco (en cabecera, y a 33.75 m, 67.5 m, 101.25 m y 135 m de la misma) con conductímetros portátiles, calibrados previamente en laboratorio. En la tabla 1 se presentan las características del ensayo seleccionado para este trabajo, corresponde al ensayo 3, realizado en la segunda tanda de riego, por lo que el suelo dispone de cierta humedad inicial, y el lecho se encuentra más estabilizado que en los primeros ensayos, y por lo tanto las simplificaciones realizadas en las ecuaciones que modelan el proceso se aproximan más a las circunstancias reales de los experimentos.

Tabla 1. Características de los ensayos

Grupo surco	Ensayo	Q_0 (L/s)	C_0 (g/L)	T_{avance} (min)	$T_{aplicación\ trazador}$ (min)		
					Ap.1	Ap.2	Ap. 3
A	3	0.66	19.4	39.5	34.5	58.4	87.4

2.2. Circulación superficial de agua

El movimiento del agua que discurre sobre la superficie del suelo en un surco se caracteriza por su transitoriedad tendiendo hacia variado y permanente. El caudal en cualquier punto del surco varía con el tiempo hasta que la velocidad de infiltración y el calado se estabilizan y se hacen constantes en el tiempo, en este momento el flujo pasa a tener carácter permanente. Las ecuaciones que describen este movimiento son las propuestas por Saint-Venant: conservación de masa (1) y de cantidad de movimiento (2).

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial Z}{\partial t}=0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{A}+\frac{1}{2}gAh\right)=gA\left(S_0-S_f\right) \tag{2}$$

en las que en cada punto x e instante t, A [L^2] es el área de la sección transversal a la dirección del flujo o área mojada, Q [L^3T^{-1}] es el caudal circulante, h [L] es el valor del calado en superficie, Z [L^3L^{-1}]es el volumen de agua infiltrada por unidad de longitud de surco, g [L^2T^{-1}]es la aceleración de la gravedad. S_0 [LL^{-1}] es la pendiente del lecho en la dirección longitudinal del surco, tomada con valor positivo en el sentido de avance del agua, y la pendiente de fricción, S_f [LL^{-1}], se puede describir mediante la ley de Manning, donde R_h [L]es el radio hidráulico:

$$S_f = \frac{Q|Q|n^2}{A^2 R_h^{4/3}} \tag{3}$$

2.3. Infiltración de agua

La evolución temporal de Z ha sido estimada mediante las ecuaciones de Kostiakov – Lewis (4), comúnmente utilizada en el modelado de circulación de agua en riegos (e.g., Playán y Faci, 1997; Brufau et al., 2002; Nofuentes et al., 2005) y Green y Ampt (6), utilizada en la simulación de los procesos de infiltración debidos a la ocurrencia de precipitación (Chow, 1959; Esteves et al., 2000; Aguilar, 2008).

La ecuación de Kostiakov-Lewis depende de los parámetros empíricos k (LT^{-a}) y a (adimensional y con valores menores que 1) obtenidos a partir de las medidas de infiltración realizadas en un suelo determinado. t_{op} es el tiempo de oportunidad ($t_{opp} = t\text{-}t_{avance}$), t es el tiempo actual y t_{avance} es el tiempo en el que el frente de avance de agua alcanza una determinada posición x. f_0 es la velocidad de infiltración para condiciones permanentes.

$$Z = k \cdot t_{opp}^{a} + f_0 \cdot t_{opp} \tag{4}$$

Para mejorar las estimaciones del volumen de agua infiltrado y el tiempo de avance del frente de agua se ha seguido la propuesta de Maikaka (2004), donde la tasa de infiltración depende del perímetro mojado (P [L]), el perímetro máximo de surco (P') y del área infiltrada (A_i [L^2]), así no se incluye en el modelo el tiempo de oportunidad, ya que puede introducir errores en estas estimaciones.

$$\frac{\partial A_i}{\partial t} = f_0 P + Pak\left(\frac{A_i}{kP'}\right)^{\frac{a-1}{a}} \tag{5}$$

La ecuación de Green y Ampt (1911) (6) es una simplificación de la ecuación de Richards, que a su vez proviene de una combinación de la ecuación de Darcy y la ecuación de continuidad (Chow, 1959). Esta ecuación simplifica las condiciones iniciales y de contorno del problema, asume suelo profundo y homogéneo, con contenido de humedad inicial uniforme en profundidad, asumiendo que el movimiento de agua se produce en forma de frente con la misma velocidad en toda la sección transversal del suelo (flujo tipo pistón). Requiere las estimaciones de varios parámetros, que se consideran constantes, la conductividad hidráulica (K_s [LT^{-1}]), el intervalo de humedad desde la humedad en saturación a la inicial ($\Delta\theta$) y el potencial matricial en el frente (ψ_{mf} [L]):

$$i = k_s\left(\frac{(\psi_{mf}+h)\Delta\theta}{I} + 1\right) \tag{6}$$

Donde se incorpora h a la ecuación ya que en este caso se produce inundación casi instantánea en superficie con la llegada del flujo de agua, por lo que hay que tenerlo en cuenta en la estimación de la tasa de infiltración i [LT^{-1}]. I [L] la altura acumulada de agua infiltrada en el suelo.

2.4. Circulación de solutos

La ecuación que describe el transporte de sustancias en el flujo de agua promediada en la sección transversal y vertical a la dirección del movimiento es la ecuación advección-dispersión (e.g., Rutherford, 1994). Para el caso de sustancia conservativa en flujos no uniformes se puede escribir (García-Navarro et al., 2000),

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(AvC)}{\partial x} = -PiC + \frac{\partial}{\partial x}\left(EA\frac{\partial C}{\partial x}\right) \tag{7a}$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = PiC \tag{7b}$$

Donde C [ML^{-3}] representa la concentración promediada en la sección transversal, ϕ [ML^{-1}] masa de soluto infiltrada por unidad de longitud de surco y E [L^2T^{-1}] el coeficiente de dispersión longitudinal, que se asume constante.

2.5. Esquema numérico

Para resolver el cálculo de las variables de estado del flujo conjunto de agua y solutos en surco de riego, se ha recogido la experiencia de otros autores. En concreto, se ha adoptado el método predictor-corrector de MacCormack por su sencillez y adecuada resolución de las ecuaciones de Saint-Venant (Fennema y Chaudhry, 1986; García-Navarro y Saviron, 1992; Playán y Faci, 1997; García-Navarro et al., 2000; Burguete, 2003; García-Navarro et al., 2004). Concretamente se ha seguido el esquema propuesto por Maikaka (2004) en el que se clasifican los términos en función de sus propiedades, resolviendo separadamente los términos dinámicos, los de infiltración y los de fricción Maikaka, (2004). Para resolver la ecuación (7) de advección-dispersión, se siguieron las pautas establecidas por García-Navarro et al. (2000). Los detalles se encuentran recogidos en Nofuentes (2007).

3. RESULTADOS

3.1. Calibración del flujo de agua

La circulación del flujo de agua se calculó calibrando el coeficiente de rugosidad de Manning, y los coeficientes de las ecuaciones de infiltración (Tabla 2), que se asumen constantes para todo el tiempo de cálculo. Se realizó una primera aproximación de estos parámetros con el método de los dos puntos de Walker (1989) para los parámetros de Kostiakov-Lewis, y con el modelo Rosetta (Schaap et al., 2001) para los de Green y Ampt. En la Tabla 2 se presentan los valores de los parámetros calculados, para evaluar la bondad de la calibración se ha calculado la Raíz del Error Medio Cuadrático (RMSE) entre los valores de tiempo de avance del flujo calculados y medidos, así como entre los valores de escorrentía a la salida del surco.

Tabla 2. Valores de los parámetros de calibración del flujo de agua y error cometido en la calibración del flujo de agua.

Kostiakov-Lewis				Green y Ampt				RMSE (K-L/G-A)	
n (S.I.)	k ($m\ s^{-a}$)	a	f_0 ($m\ s^{-1}$)	K_s ($m\ s^{-1}$)	ψ_{inf} (m)	$\Delta\theta$	n (S.I.)	Avance	Escorrentía
0.018	0.005	0.20	$3.80\ 10^{-7}$	$8.1\ 10^{-7}$	-0.98	0.34	0.018	3.40/5.05	0.20/0.31

3.2. Calibración del transporte de trazador

El parámetro de calibración del transporte de trazador en el flujo de agua es el coeficiente de dispersión

longitudinal. En la tabla se presenta el valor de este coeficiente que proporciona los mejores resultados calculados comparados con los experimentales.

Tabla 3. Valores del coeficiente de dispersión longitudinal

Modelo Infiltración	E (m^2 s^{-1})		
	Ap. 1	Ap. 2	Ap. 3
Kostiakov-Lewis	0.028	0.078	0.098
Green y Ampt	0.019	0.052	0.079

En las figuras 1 y 2 se muestran la evolución temporal del trazador medido en campo y calculado con los dos modelos de infiltración de Kostiakov-Lewis y Green y Ampt respectivamente. En la figura 1 se observa que las curvas calculadas se retrasan respecto a las medidas en la aplicación 1, con un tiempo de desfase máximo de 3 minutos, a medida que el flujo superficial se estabiliza estas diferencias desaparecen, aplicaciones 2 y 3, aunque proporciona unos valores de concentración más elevados que los observados, llegando a alcanzar una diferencia máxima de 0.27.

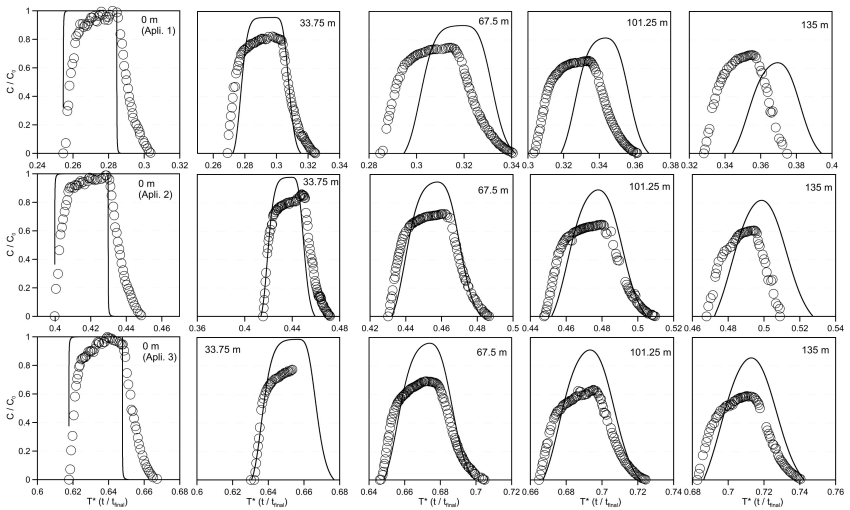


Figura 1. Evolución temporal de trazador medido (círculos), calculado (línea), aplicaciones 1, 2 y 3. Modelo de Kostiakov-Lewis.

La figura 2 muestra como las curvas calculadas se retrasan respecto a las medidas sobre todo en la aplicación 1, correspondiente al régimen transitorio del flujo, reduciéndose en las siguientes aplicaciones. En general se observa que los valores de concentración calculados se ajustan mejor a los observados, existiendo las mayores diferencias a medida que el soluto alcanza el final del surco, sobre todo en la primera aplicación. Estas diferencias se pueden deber a que no se está reproduciendo con exactitud la heterogeneidad del surco con las simplificaciones realizadas en las ecuaciones, como por ejemplo con el modelo de fricción, aún así, se puede observar que el modelo de infiltración de Green y Ampt reproduce más satisfactoriamente el transporte de solutos.

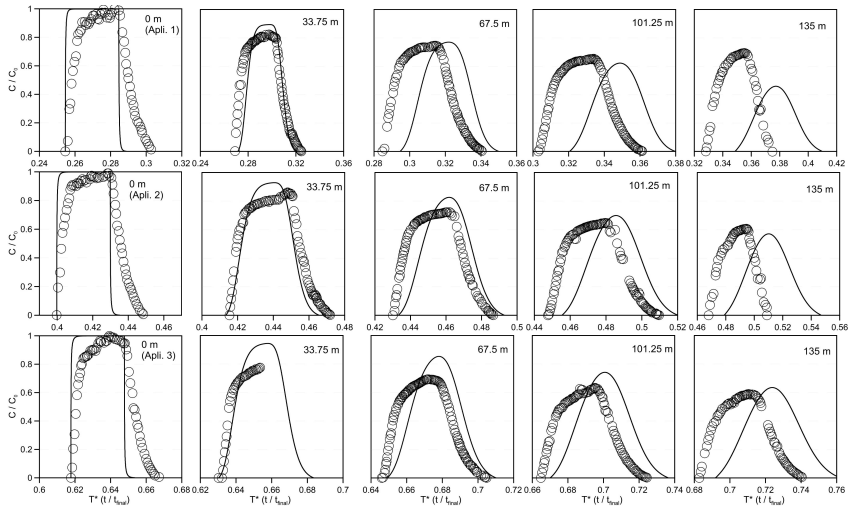


Figura 2. Evolución temporal de trazador medido (círculos), calculado (línea). Aplicaciones 1, 2 y 3. Modelo de Green y Ampt.

La calibración realizada con estos modelos implican diferentes datos de partida, así el modelo de Kostiakov-Lewis necesita los tiempos de avance del frente a lo largo de la parcela y el balance de masa de agua, en cambio, para calibrar el modelo de Green y Ampt se requiere un mayor número de datos de partida como son la textura del suelo, la conductividad hidráulica saturada, el potencial matricial del frente de humedecimiento, lo que hace más complicado el proceso.

4. CONCLUSIONES

Se ha realizado una primera evaluación de la idoneidad de dos modelos de infiltración diferentes en el transporte de sustancias en el flujo superficial de agua, cuando el suelo condiciona el tipo de circulación en función de sus características. Se ha comprobado que con el modelo físico de Green y Ampt se obtienen mejores resultados que con el empírico de Kostiakov-Lewis. En general las diferencias encontradas entre los resultados calculados y medidos se pueden deber a las simplificaciones de partida en las ecuaciones, sería interesante avanzar en este sentido, y acoplar el modelo físico de infiltración con un modelo de fricción que tenga en cuenta la variabilidad espacial del suelo.

REFERENCIAS

Abbasi, F., Simunek, J., Genuchten, M. Th., Feyen, J., Adamsen, F. J., Hunsaker, D. J., Strelkoff, T. S., Shouse, P. 2003b. Overland water flow and solute transport: Model development and field-data analysis. *J. Irrig Drain. Engng*., 129(2): 71-81.

Aguilar, C. 2008. Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba. *http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TesisCris_en.pdf*

Brufau, P., García-Navarro, P., Playán, E., Zapata, N. 2002. Numerical modeling of basin irrigation with an upwind scheme. *J. Irrig Drain. Engng.*, 128: 212-223.

Burguete, J. 2003. *Modelos unidimensionales de flujos de superficie libre y transporte en geometrías irregulares: aplicación al flujo en ríos.* Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza.

Chow, V. T. 1959. *Open channel flow.* McGraw-Hill. Nueva York.

Clemmens, A. J., Bos, M. G. y Reploge, J. A. 1984. Portable RBC flumes for furrows and earthen channels. *Trans. ASAE*., 27: 1016-1022.

Esteves, M., Faucher, X., Galle, S. y Vauclin, V. 2000. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain:

numerical results versus observed values. *J. Hydrol* .228: 265-282.
FAO. 1988. *Soil Map of the World. Revised Legend*. World Soil Resources Report. FAO. Roma.
Fennema, R. J., Chaudhry, M. H. 1986. Explicit numerical Schemes for unsteady freesurface flows with shocks. *Water Resour. Res.*, 22: 1923-1930.
García-Navarro, P., Playán, E., Zapata, N. 2000. Solute transport modeling in overland flow applied to fertigation. *J. Irrig Drain. Eng*., 126: 33-40.
García-Navarro, P., Saviron, J. M. 1992. McCormack´s method for the numericalsimulation of one-dimensional discontinuous unsteady open channel flow. *J. Hydr. Res.*, 30: 95-105.
García-Navarro, P., Sánchez, A., Clavero, N., Playán, E. 2004. Calibration model for level furrows. II: Description, Validation, and Application. *J. Irrig Drain. Engng*., 130: 113-121.
Green, W.H., y G.A. Ampt. 1911. Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. J. Agric. Sci. 4(1), 1-24.
Maikaka, M. 2004. *Modelos numéricos unidimensionales en riego por superficie*. Tesis Doctoral,Universidad de Zaragoza.
Nofuentes, M., Polo, M. J., Giráldez, J. V. and Mateos, L. 2005. Transferencia de sustancias desde el suelo al flujo superficial de agua. *Jornadas de investigación en la zona no saturada del suelo(La Coruña)* Vol VII. J. Álvarez-Benedí y P. Marinero.
Nofuentes, M. 2007. Transporte de solutos en el flujo de agua en riego por surcos. Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba.
Playán, E. y Faci, J. M. 1997. Border fertigation: field experiments and simple model. *Irrig. Sci*., 17:163-171.
Rutherford, J. C. 1994. *River Mixing*. J. Wiley, Chichester.
Sabillón, G. N., Merkley, G. P. 2004. Fertigation guidelines for furrow irrigation. *Span. J. Agric. Res.*, 2: 576-587.
Schaap, M.G., F.J. Leij, y M.T. Van Genuchten. 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol*. 251, 163-176.
Strelkoff, T. S., Clemmens, A. J., Perea-Estrada, H. 2006. Calculation of non-reactive chemical distribution in surface fertigation. *Agric. Water Manag.*, 86:93-101.
Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy,* USDA Agr. Hbk. no. 436, 2ª ed., Washington. Steenhuis, T. S., Walker, M. F. 1980. Closed form solution for pesticide loss in runoff water. *Trans. ASAE*, 23: 615-628.
Walker, W. R. 1989. *Guideline for designing and evaluating surface irrigation systems*. *Irrig. Drain*.Paper No. 45. FAO, Roma.
Zapata, N., Burguete, J., Santos, E. P., Playán, E. and P. García-Navarro (2007), Furrow fertigation simulation model, calibration, validation and application. *International Workshop on Numerical Modelling of Hydrodynamics for Water Resources* (18-21 June, 2007), pp.: 339-343. Zaragoza. Spain.

MONITORING AND MODELLING UNSATURATED AND SATURATED FLOW TO EVALUATE PERFORMANCE OF SLURRY WALLS IN RHO (ITALY)

Daniele Pedretti*, Marco Masetti[2]

1: Department of Geotechnical Engineering and Geosciences
Technical University of Catalonia (UPC)
08034 Barcelona (Spain)
e-mail: daniele.pedretti@upc.edu

2: Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio"
Università degli Studi di Milano (UNIMI)
20134 Milan (Italy)
e-mail: marco.masetti@unimi.it

Keywords: Vadose zone, Groundwater modeling, Slurry wall

ABSTRACT. *A former chemical district close to Milan (Italy) is still source of contamination by chlorinated solvents in aquifers that supply drinking water, though slurry walls were built in the eighties to prevent spreading. An unsaturated-saturated numerical model was performed to assess overall performance of this physical confinement, and to infer hydraulic properties and estimated geometry of the barriers and the aquitard at this specific scale. Water leaking from the source and recharge of the aquifer under different scenario simulation were assumed as global performance indicators. Results showed that incidental material buried in the shallower portion of the investigated aquifer (bricks, waste material) dramatically affect the natural recharge of the encapsulated area. The decrease of ratio between leakage from lateral barriers and leakage from the bottom interface to the aquitard, from early stages of wet conditions (when saturated front is higher) to drought stages, was also computed.*

RESUMEN. *Un antiguo polígono químico industrial cerca de Milán (Italia) es fuente de contaminación de disolventes clorados en los acuíferos explotados para consumo humano, aun cuando un sistema de pantallas enterradas fue construido en los ochenta para evitar desprendimiento. Se desarrolló un modelo numérico de flujo saturado-no saturado para evaluar el desempeño del confinamiento físico, y deducir las propiedades hidráulicas y la geometría tanto de las barreras como del acuitardo a escala local. Como indicadores globales del rendimiento se asumieron el goteo de agua desde la fuente y la recarga del acuífero para distintos escenarios. Los resultados demuestran que materiales incidentales enterrados en los horizontes someros del acuífero estudiado (ladrillo, material residual) afectan dramáticamente la recarga natural de la zona encapsulada. También se determinó una disminución de la razón entre el goteo desde las barreras laterales y el goteo a través de la base del acuífero hacia el acuitardo, desde momentos iniciales con condiciones húmedas a condiciones de sequía.*

1. INTRODUCTION

Vertical barriers have been used since the late 1970s for containment and environmental pollution control at hazardous sites. Some examples in Italy are given by Rolle et al. (2009). The lifetimes of these systems, therefore, range from about 50 to 1000 years (Inyang, 2004).

We present here the main results of a study presented in Pedretti et al. (under review), in which a specific two-year program of monitoring and testing both the vadose zone and the saturated zone, coupled with a numerical analysis, was performed to evaluate the overall performance of slurry wall systems for contaminated area containment.

The activities were focused on finding out whether deficiencies in the integrity of the vertical barrier systems or the local geological conditions could be more likely to determine the release of contaminants into the aquifers.

Due to restrictions of the local Environmental Agency, all the activities have to be done using only non-invasive techniques on the slurry wall systems. The aim was to:

1) Assess failures in the containment systems, including deficient cut-off walls or inappropriate design of the geological scheme.

2) Estimate the water budget in an equilibrium state and the discharge/recharge behaviour.

3) Define reliable hydraulic parameters to support successive remediation action.

4) Obtain a quantitative evaluation of groundwater losses through the confined area, in order to support future analysis of the fate of chlorinated compounds released into the aquifers.

2. THE STUDY AREA

The former "Bianchi" chemical facility at the Rho district, located few km northwest to the city of Milan (Fig. 1A.) is a typical example of how the industrial growth in northern Italy that occurred over the last 50 to 70 years, together with the lack of specific laws on waste management, has contributed to the gradual depletion of vulnerable groundwater resources.

In the late 1970s, the first evidence of intense contamination with chlorinated compounds arose and the supposed main source was immediately confined in a specific area (Fig. 1B) through the construction of vertical slurry cut-off walls keyed into a low hydraulic conductivity layer (aquitard). The geometry and the characteristics of the containment system are only partially known, but it is commonly referred to as a "sarcophagus-shape" polygon (Figs. 1B), keyed into the aquitard. The composition is composed of typical cut-off slurry backfilled walls.

An hydraulic barrier was set only much later, in 2006, as an additional remediation system. However, in 2007, concentrations of chlorinated solvents were measured up to 110 mg/l near the source at the area of the former "Bianchi" chemical facility, in the southern side of the municipality. Pollution has been detected within a depth of 45 m. The vulnerable aquifer is the uppermost, multilayered aquifer (A), which is commonly detected within a depth of 60 m in the whole western part of the Milan province. However, several fine layers with low hydraulic conductivity divide this layer into two semi-confined aquifers (A1 and A2), even if, in some zones, the subunits merge because of a thickness reduction or local lack of such low conductivity horizons. On the top of the A1 aquifer, an unconfined (or sometimes perched) aquifer (A0) occasionally appears. This A0 aquifer has a variable depth (7-9 m from the ground surface), and overlays a semi-permeable, discontinuous aquitard.

At the former chemical domain scale, the discontinuous geometry of the aquitard, and the consequent dependence on DNAPL migration to small-scale anomalies, are already shown in Pedretti et al. (in press). The recharge of aquifers is mainly due to precipitation and irrigation water (with a period going from April to mid October), while the contribution of the small river crossing the area is negligible (Alberti et al. 2007). Within the containment area, recharge is given by precipitation only, even if the nature of backfilling dramatically affects the recharge rate and dynamics, as described later.

Focusing on the containment system, some aspects become strategic in the conceptual model describing the general water balance. The aquifer connections and the recharge/discharge relationship through the vadose zone affect DNAPLs fate in the groundwater, involving various aspects of the migration of contaminants (acting physical and chemical properties of the compounds). Large uncertainties are thus associated with the vertical barrier system, especially in term of its hydraulic conductivity, that have never been tested in the past and that are not possible to test currently due to the risk of enhancing contaminant migration in the subsoil.

Only a small amount of historical monitoring data was available; moreover, these data were extremely discontinuous and basically were not very useful. The only reliable and available historical data were the chlorinated compound concentrations in wells and in piezometers downgradient from the containment area.

At the Rho site, the high and continuous contaminant concentrations in groundwater indicated that the

containment system seems to have lost its effectiveness since it was constructed in 1981. Two possible conceptual models are most likely to explain this:

1) A consistent flow occurs outward from the encapsulated area due to lateral spreading and the fact that the aquitard is almost impermeable below source area; the A1 aquifer is polluted by deepening of DNAPLs through discontinuities in the aquitard, and from long-term diffusion processes.

2) Flow comes from lateral spreading directly into the A0 aquifer, and into the A1 aquifer through the bottom aquitard. The integrity and efficiency of the lateral barrier is contrasted by poor hydrodynamic efficiency of the geological barriers.

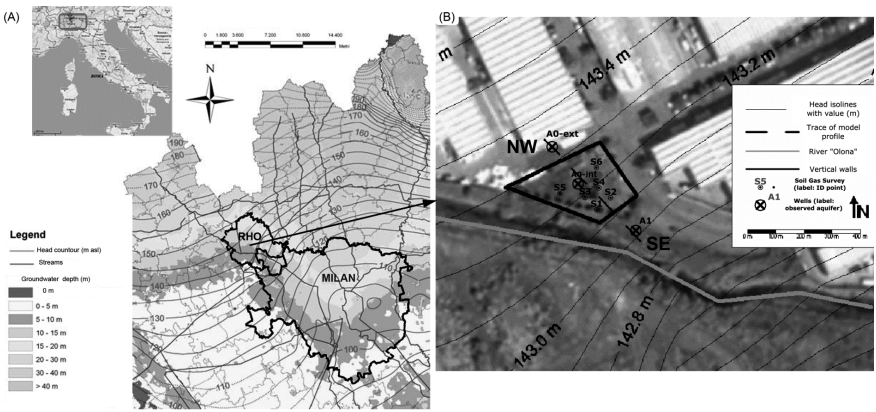


Figure 1. (A) Location of the area and main hydrogeological features (mod. from www.provincia.milano.it); (B) Synthetic sketch of the local set-up, depicting piezometric isolines (m) of the A0 aquifer (taken from regional piezometry), SEEP model A'-A trace; the relative position of observation wells and small boreholes.

3. DATA COLLECTION: IN-SITU MONITORING AND LABORATORY TESTS

A two-year monitoring and testing program was developed to obtain the necessary information in order to increase the knowledge of the contaminant migration and to support the ultimate remediation design.

Because the major uncertainty came from the unknown geometry and permeability of the barrier, there was a need to deeply investigate the geological features of both the vadose zone and the saturated domain in the source area. To avoid the risk of further spreading the contamination by direct surveys in the slurry wall, a monitoring system of both the vadose zone and the aquifers was designed in order to support the definition of a reliable conceptual model (Hudak and Loaiciga, 1999). The system was also used for groundwater modelling at unsaturated and saturated conditions (Chen et al., 1999). Standard monitoring of groundwater level and contaminant concentration of the A0 and A1 aquifers and a specific detailed program of activities was planned within the encapsulated Zone 1, as following described.

1) Drilling six small boreholes with the direct push technique, to the maximum depth of 3.6 m, for a detailed reconstruction of the stratigraphy of the vadose zone, including the partial recovery of drilled soils. Deposits in Zone 1 resulted very heterogeneous, probably due to the different nature of backfill used and to the presence of the remains of ancient anthropogenic structures in the subsoil. At a depth of

approximately 1-2 m, an undistinguished, fine, reddish horizon can be found locally; it is mainly constituted by bricks and other waste material. This horizon is not continuous and has also been found randomly in the containment area during some surveys performed in the past.

2) Performing double-ring infiltrometer tests to determine the vertical saturated conductivity of superficial soils, and pumping and slug tests on aquifers and aquitard A0-A1. The surficial layer showed different degrees of compaction. This significantly affects infiltration at a local scale, even if the actual influence of this factor on the overall infiltration in zone 1 needs to be investigated through a numerical analysis.

3) Installing two instruments, based on the frequency domain reflectometry (FDR) technique, with four probes each, located at different depths and connected to a recording device for the automatic monitoring of soil moisture content to a maximum depth of 150 cm. Column 2 (EVS2) was located in a sector with the anthropogenic fine and strongly consolidated deposits. Probes at 90 and 120 cm depth (EVS2_90 and EVS2_120) indicated almost constant soil moisture content, probably because these deposits remained almost constantly saturated during the period due to their low hydraulic conductivity (the functionality of probes was manually tested with occasional surveys). A different problem was seen for the 30 cm depth probe (EVS2_30), which showed an unrealistically fast response to precipitation, probably due to preferential flow (poor adhesion of the sensors to the soil at low depth).

4) Installing three tensiometers at different depth for the measure of porewater pressure in the vadose zone (manual reading) to a maximum depth of 120 cm.

5) A recording station for temperature and rainfall.

6) Standard laboratory tests on sampled soil have been done, including grain size analysis, organic content, specific weight and permeability tests. These operations were carried out in order to better characterize the stratigraphy of the upper 3.6 m and to obtain data to indirectly derive the hydraulic function of sediments in the vadose zone.

7) Groundwater heads monitoring. The aim was to detect different hydraulic behaviours of the inner and outer zones of the isolated A0 aquifer, in comparison with the A1 aquifer. Measurements in a long, dry period allowed us to observe that the progressive decrease of groundwater head at points A0_int, A0_ext and A1_ext occurred with three different rates. As they were not influenced by external factors such as precipitation or well pumping, they were considered optimal for model calibration.

4. THE NUMERICAL MODEL: SETTINGS AND CALIBRATION/VALIDATION

We developed a finite elements model using the code SEEP/W (GEO-SLOPE Intl., 2002). The conceptual model used in the numerical analyses covers the entire containment (about 25 m width, see Fig. 2), up to an average depth of 30 m, and according to the local hydrostratigraphic scheme, the model is composed by: 1) a shallow aquifer (A0), from the ground surface to a depth of 9 m; 2) a fine-grained aquitard (A0-A1), which divides A0 from the lower semi-confined aquifer and has been located from a depth of 9 to 11 m; 3) the second main aquifer (A1), from a depth of 11 to 30 m; and 4) the lowest fine-grained aquitard (A1-A2), up to a depth of 33 m.

For the top layer, a finer vertical discretization was chosen to take into account the upper, thin heterogeneities and to increase the ability of the model to effectively evaluate their influence on the recharge dynamics. For the first attempt, the layer was divided according to the position of the device sensors for the water content and tensiometers.

The vertical barrier is represented by means of fine-grained materials located from the top surface to a depth of 9.30 m (30 cm inside the aquitard, to represent the keying). The barrier system is 17-meters-wide,

and occupies one-third of the total depth of aquifer A.

The profile is oriented along the local groundwater flux in the A0 and A1 aquifer, according to Pedretti et al. (in press). An imposed-valued function (Dirichlet conditions) was adopted as boundary conditions on the lateral sides. SEEP/W allows the use of "infinite elements" to simulate far conditions, limiting border effects on the model (GEO-SLOPE Intl., 2002). The bottom side has an imposed derivative function (Neuman condition), for which no flux was assigned for this problem, since leakages through the second aquitard are considered negligible

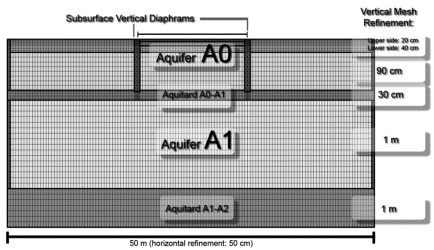


Figure 2. Hydrogeological conceptual model for numerical analysis

Calibration and validation were followed though trial and error procedure. Different sets of data, derived from the monitoring activities, have been chosen for optimisation.

1) Agreement with pore-water pressure obtained by tensiometers monitoring and with soil moisture content measured by means of electric probes (steady state): soil moisture content and pore-water pressures have been used, and the model was considered calibrated when there was a good agreement (residual lower than 5%) between experimental and calculated data. Soil retention curves were changed to reach this result, where points with the pair of pore-water pressure and soil moisture content measured at the same depth in the same time were considered as fixed and to validate the model.

2) Agreement with head values in observation boreholes close to the studied domain (transient state): a long, dry period was chosen in order to recreate a groundwater head drawdown trend of the system (drainage conditions) The outputs of the transient state simulation were verified by comparing the observed exhaustion curve in aquifer A0 piezometers and the computed head.

Example of good fitting of simulated vs. observed data are shown in Fig. 3. The simulated soil moisture content fits experimental data when a fine-grained layer was assumed at a shallow depth into the soil (Figs. 3A and B for different temporal moments). This layer was configured with high moisture content and abrupt transitions to upper and lower horizons. The first shallow layer of the model has a saturated hydraulic conductivity K_{sat}= $5x10^{-6}$ m/s; unsaturated hydraulic parameters were then derived from typical low-permeability materials, for example, adopting retention curves that showed a softer decrease of hydraulic conductivity with suction. In this case, however, volumetric soil moisture content holds saturation close to 100%, and the retention curve is not influential. Initial parameter values were assigned according to laboratory measurements and the *in situ* test results described in the previous paragraph. Also, for the vertical barriers, since no hydrodynamic information was available, an initial range of low-permeability values from $5x10^{-7}$ m/s (i.e., similar to the aquitard vertical conductivity evaluated by laboratory test) to around $5x10^{-9}$ m/s (typical values of well-consolidated slurry cut-off walls) was considered.

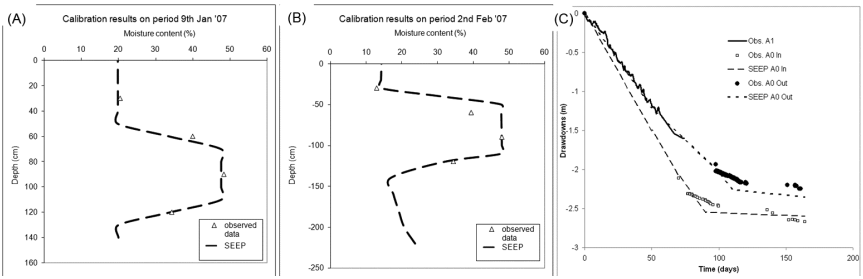


Figure 3. (A),(B) Results of model calibration for unsaturated flow at two times; (C) Observed and simulated drawdown data at two observation points. Value 0 (zero) on drawdown axis represents the reference data measured in the aquifers at the beginning of the drawdown phase.

5. MODEL RESULTS ON WATER LEAKAGES AND RECHARGE AMOUNTS

Water release incidents occurring from the isolated zone were assessed by evaluating flux sections on the lateral and bottom surfaces of the isolated area. An average value (the integral) of the total leakage from one boundary was then calculated. Figure 4 shows a synthetic plot of calculated water leakage. While values at the bottom surface seem to maintain a generally stable amount at 0.5 m^2/d during the simulation, lateral values seems to decrease from an initial 0.75 to 0.65 m^2/d in the simulation time (180 days), delivering a general reduction of about 20% in terms of lateral vs. bottom spreading ratio. It is interesting to note that losses are generally higher through the slurry walls, with values reaching about 18 m^3/d, while the discharge through the bottom is about 13 m^3/d. This gives a value for total losses of more than 30 m^3/d, which represent a significant amount of contaminated water released by the containment system.

Two simple scenarios were set up to compare the differences in infiltration contribution from recharge at the ground surface: when the hydrogeological background was maintained with conditions identical to the calibration processes, i.e. occurrence of buried waste materials (scenario A), and when the same Neuman boundary conditions are applied to a homogenous aquifer (scenario B).

The results revealed the importance of the human impact in the dynamics of aquifer, affecting the vertical recharge profile, and thus the calculated leakages, both through the lateral and bottom sides. Figure 5 shows that leakages from lateral conditions are much higher in the case of incidental heterogeneities in the soil (case A, dark continuous line) than in the case of homogeneous conditions (case B, grey continuous line). On the other hand, the homogeneous aquifer (case B) reacts promptly to instantaneous recharge; bottom leakages react quickly, but then reach an asymptotic value close to 0 m^2/d. Only lateral flux exists, but lateral leakages become stable at least until the end of the simulation.

For the heterogeneous case (A), leakages react later but asymptotic values with non-negligible values are obtained. This behaviour contrasts with the assumed hypothesis for homogeneous conditions (B), infiltration could have been more effective, reaching the bottom of the aquifer, and generating bottom flux. On the other hand, higher values are obtained from lateral spreading in heterogeneous case (A). We can give a physical explanation assuming that the heterogeneous layer, made up by impermeable but saturated media, acts as a "barrier" which makes preferential paths diverge in lateral directions rather than vertically downwards. Since it is located at shallower depths, water avoids infiltrating into larger unsaturated volumes, which would retain more water and take longer for enough soil moisture content to accumulate in order to permit gravitic seepage. Therefore, since fewer volumes are affected, seepage occurs rapidly and diverges.

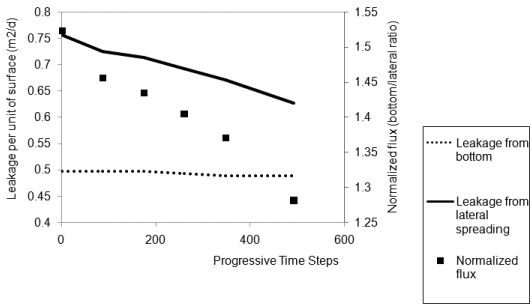


Figure 4. Leakage through the containment system

6. DISCUSSION

The results showed that the poor global performance of the containment system stems from a lack of knowledge about the geologic structure of the area. In fact, a remarkable exchange between the inner and the outer part of the confined source area occurs through the aquitard horizon. The slurry walls seem to have lost most of their containment properties and presently they have almost the same amount of losses as the aquitard. However, it is probable that in the past, walls may have acted as a "funnel" for contaminants to migrate towards the lower layers, when full performances of these structures were assured. The lack of any other remediation system coupled with the main system contributed to the development of the present groundwater contamination in an extended area. This indicates, firstly, the need for a revision of the existing remedial action, which can be effectively designed only with the addition of reliable knowledge of processes analysed and quantified, both in the vadose zone and in the aquifer, through a complete and calibrated numerical model. Further enhancements may include a better knowledge of the spatial distribution of heterogeneities in the soils. This is remarkably important, especially for anomalous features, to better assess the local influence of infiltration on the general behaviour of the source area. Further solutions by indirect analysis (via numerical methods) allowed us to estimate the approximate assets of the subsurface engineering structures. The system seems particularly sensitive to:

1) The state of the slurry walls, in terms of hydraulic retention capacity.

2) The geometry and the extension of the aquitard on a detailed spatial scale.

3) Abrupt changes in the composition of the soil, due to the presence of waste backfilled materials.

Slurry walls are only partly responsible for the lack in performance of the containment system. A non-negligible flux takes place through the aquitard and inevitably contributes to the spread of the plume. Waste backfill could intervene in the alteration of the natural infiltration process of the encapsulated aquifer. The low transmissivity of this fine-grained horizon, even if it is located in heterogeneous and isolated spots, tends to reduce and delay the water infiltration into the shallow confined aquifer.

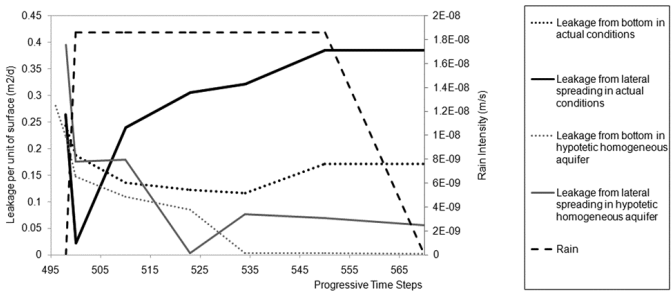


Figure 5. Leakage through the containment system under recharge for different scenarios

Acknowledgments. This project was founded by the Italian government thought 2005 PRIN program "Metodologie di identificazione, caratterizzazione e trattamento della sorgente in-situ in presenza di Dense Non Aqueous Phase Liquids (DNAPLs)".

REFERENCES

Alberti, L., G. Brogioli, G. Formentin, T. Marangoni, and M. Masetti, 2007. Experimental studies and numerical modeling of surface water-groundwater interaction in a semi-disconnected system. *Proceedings of the XXXV IAH Congress, Groundwater and Ecosystems*, Lisbon, Portugal.

Chen, D.W., R.F. Carsel, L. Moeti, and B. Vona, 1999. Assessment and prediction of contaminant transport and migration at a florida superfund site. *Environmental Monitoring and Assessment* 57: 291-299.

GEO-SLOPE International Ltd., 2002. SEEP/W for Finite Elements Seepage Analysis Version 5 User's Guide, Calgary , Alberta, Canada.

Hudak, P.F., and H.A. Loaiciga, 1999. Conjunctive vadose and saturated zone monitoring for subsurface contamination. *Environmental Monitoring and Assessment* 59: 15-29.

Inyang, H.I., 2004. Modeling the long-term performance of waste containment systems. *Environmental Science and Technology* 38(17):328A-334A.

Pedretti, D., M. Masetti, and A. Francioli, In press. Geostatistical techniques for DNAPL contamination assessment in polluted aquifers. The case of the former "Chimica Bianchi" facility in the Milan-Rho district. *Rendiconti online Società Geologica Italiana.*

Pedretti, D., M. Masetti, T. Marangoni and G. P. Beretta, Under review. Slurry wall containment performance: monitoring and modelling of unsaturated and saturated flow. *Environmental Monitoring and Assessment*

Rolle, E., G.P. Beretta, M. Majone, D. Pedretti, M. Petrangeli, and L. Raffaelli, 2009. Analisi delle alternative tecnologiche per il contenimento della contaminazione di acque sotterranee" *Proceeding of seminary "Reindustrializzazione di siti inquinati e tecnologie di intervento sulle acque sotterranee sui sedimenti"*, Ministry od Economic Development, Rome.

INFERENCIA ESPACIAL DE PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS E HIDRÁULICAS DE LOS SUELOS DE ANDALUCÍA

José Antonio Rodríguez Álvarez*

Empresa Pública Desarrollo Agrario y Pesquero
Área de Modernización y Regadíos. Subdirección de Infraestructura y Desarrollo
Consejería de Agricultura y Pesca. Junta de Andalucía
Calle Bergantín, 39. 41012. Sevilla
e-mail: jarodriguez@dap.es

Palabras clave: Inferencia espacial, regresión-kriging, edafo-transferencia, propiedades de suelos

RESUMEN. *En este trabajo se recopilaron, depuraron y homogeneizaron 2.422 perfiles de suelos estudiados en Andalucía y varios mapas temáticos que describen los principales factores de formación edáfica, con el objeto de inferir las propiedades físico-químicas e hidráulicas de los suelos de la región. Para ello se utilizaron técnicas edafométricas de predicción espacial (regresión-kriging) y funciones de edafo-transferencias localmente calibradas. Como resultado del trabajo, se generaron mapas temáticos para dos horizontes homogéneos (superficial y sub-superficial) de las siguientes propiedades: (i) textura, (ii) densidad aparente, (iii) porcentaje de materia orgánica, (iv) pH (H_2O), (v) profundidad del suelo, (vi) capacidad de campo, (vii) punto de marchitez permanente, (viii) conductividad hidráulica saturada, (ix) parámetros de retención del modelo de van Genuchten y (x) parámetros de conductividad hidráulica no saturada del modelo de Mualem. La cartografía digital generada abarca la totalidad de la región andaluza con una resolución espacial uniforme de 250 m.*

ABSTRACT. *In this work we collected 2422 soil profiles studied in Andalusia and several thematic maps describing the main factors of soil formation, in order to infer some physical-chemical and hydraulic soil properties of the region. To do this, we used pedometric techniques (regression-kriging) combined with locally-calibrated pedotransfer functions. As a result of the work, thematic maps were generated for two soil horizons (surface and sub-surface) of the following properties: (i) texture, (ii) bulk density, (iii) percentage of organic matter, (iv) pH (H_2O), (v) depth of soil, (vi) field capacity, (vii) permanent wilt point (viii) saturated hydraulic conductivity, (ix) retention parameters of the van Genuchten's model and (x) conductivity parameters of the Mualem's model. The generated digital maps cover the whole region of with an uniform spatial resolution of 250 m.*

1. INTRODUCCIÓN

La disponibilidad de información edafológica asimilable por modelos agro-hidrológicos regionales es muy limitada en Andalucía. Si bien existen numerosos estudios locales de suelos, el principal problema de esta inestimable fuente de información es que se encuentra muy dispersa y necesita cierto nivel de depuración y homogenización para ser asimilada por los modelos. Por otro lado, los estudios existentes de suelos a escala regional, tales como el mapa de suelos de Andalucía (CSIC-IARA, 1989), solo son capaces de brindar una información muy general y representativa de las clases edáficas dominantes en las unidades que los conforman. Generalmente, los mapas regionales de clases edáficas no brindan información directa sobre las propiedades físicas e hidráulica de los suelos, por lo que no pueden ser utilizados por los modelos agro-hidrológicos (McBratney et al., 2003; Dobos et al., 2006).

Ante esta situación se procedió a recopilar, depurar y homogeneizar la mayor cantidad posible de perfiles de suelos estudiados en Andalucía con el objetivo de desarrollar un sistema de inferencia espacial de propiedades físico-químicas e hidráulicas de los suelos de la región.

2. SISTEMA DE INFERENCIA ESPACIAL DE PROPIEDADES DEL SUELO

El objetivo de un Sistema de Inferencia Espacial de Propiedades del Suelo es la producción asistida por ordenador de cartografía digital de propiedades y clases de suelos. Estos sistemas se componen de tres elementos fundamentales (Dobos et al., 2006): (*i*) un modelo predefinido de formación del suelo, (*ii*) un conjunto de propiedades del suelo obtenidas de las mediciones directas y (*iii*) un conjunto de variables auxiliares que tienen un impacto significativo sobre la formación del suelo y la distribución espacial de sus propiedades.

La base para la definición del modelo de formación edáfica es la conocida ecuación de Jenny (1941), que identifica cinco factores principales que contribuyen a la creación del suelo, siendo: (*i*) clima, (*ii*) organismos biológicos, (*iii*) relieve, (*iv*) material parental y (*v*) tiempo. Desde el punto de vista del Sistema de Inferencia Espacial, los cinco factores identificados por la ecuación de Jenny deben ampliarse con la inclusión de la posición geográfica. Asimismo, algunas propiedades edafológicas son difíciles de medir, pero pueden estimarse con aceptable precisión mediante su correlación con otros parámetros del suelo medidos en la misma localización. Esta visión es la base del modelo SCORPAN formulado por McBratney et al. (2003), quienes identificaron siete factores para la predicción espacial de las propiedades edafológicas. El Sistema de Inferencia Espacial propuesto en este trabajo utilizó a SCORPAN como el modelo de formación edáfica.

3. RECOPILACIÓN, DEPURACIÓN Y HOMOGENIZACIÓN DE PERFILES DE SUELOS

Como primer paso, se identificaron las instituciones que disponen de importantes bases de datos de perfiles de suelos geo-referenciados en Andalucía. Después de recopilar, depurar y homogenizar los datos originales, se retuvieron 2.422 perfiles aportados por el Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Sevilla (812 perfiles), Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (861 perfiles) y el Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (319 perfiles). Para depurar y homogeneizar la información aportada por las instituciones antes mencionadas se siguieron en una serie de pasos que se detallan a continuación:

I.- Se eliminaron los perfiles que no disponían de información en al menos uno de los siguientes parámetros: Coordenadas geográficas, textura, densidad aparente (*DA*), materia orgánica (*MO*), *pH*, capacidad de campo (*CC*), punto de marchitéz permanente (*PMP*) y profundidad del suelo hasta el horizonte R.

II.- Las coordenadas geográficas de los perfiles se convirtieron al sistema UTM 30N ED 1950. Se eliminaron todos los perfiles con coordenadas erróneas o dudosas acorde con la información aportada en los campos descriptivos de las bases de datos originales.

III.- Se aplicaron las siguientes reglas para filtrar los datos:

1. $0 \leq$ Arena, Limo y Arcilla ≤ 100
2. 95 >= Arena+Limo+Arcilla <= 105
3. Si se cumple la regla 2, el % de Arena se ajustó restando el % de Limo y Arcilla de 100
4. $0 < DA < 2{,}65$ gr/cm^3
5. MO (%) = 1,724 * Carbono Orgánico, $0 \leq MO \leq 100$
6. $1 \leq pH$ (H_2O) ≤ 14
7. CC (porcentaje volumétrico)= CC (porcentaje gravimétrico) * DA
8. PMP (porcentaje volumétrico)= PMP (porcentaje gravimétrico) * DA
9. $0 < PMP < CC < 100$
10. $(1\text{-}DA/2{,}65)\text{-}(CC/100) >= 0{,}01$

IV.- Todos los datos recopilados se sometieron a un análisis de identificación de valores atípicos acorde con las recomendaciones de Batjes (2002). Para todas las observaciones pertenecientes a una misma unidad de suelo (unidades definidas en el mapa de suelos de Andalucía, CSIC-IARA, 1989) se calcularon la mediana y la desviación absoluta de la mediana (*DAM*). El *DAM* se calculó como la mediana de las diferencias entre cada observación y la mediana de la muestra. Las observaciones con valores fuera del rango definido por ($mediana \pm 3{,}5 * DAM$) se consideraron como atípicas y se eliminaron de la base de

datos.

V.- Finalmente, para cada perfil se definió un medio homogéneo equivalente mediante la agregación de las propiedades de los horizontes edáficos originales en dos horizontes homogéneos: Uno superficial de 25 a 30 cm de profundidad (incluye el horizonte A básicamente) y otro sub-superficial con un espesor variable desde los 25-30 cm hasta la profundidad de muestreo. Para identificar las propiedades efectivas de los horizontes homogéneos se siguieron las recomendaciones de Durner et al. (2008). Para ello se simuló la evolución diaria (durante un período de un año) de los componentes del balance hídrico con los propiedades originales del perfil del suelo y los datos climáticos del año medio histórico correspondiente a su posición geográfica. Posteriormente, se identificaron las propiedades efectivas de los dos horizontes homogéneos mediante modelización inversa con HYDRUS-1D (Simunek et al., 2005), definiendo como función objetivo la variación diaria del contenido de agua en el suelo simulada en el paso anterior.

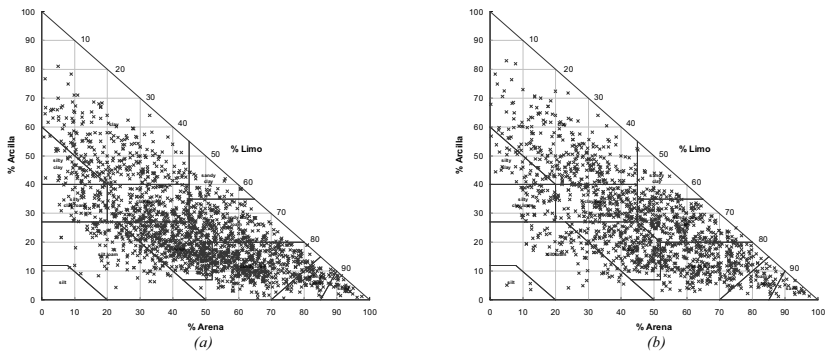


Figura 1.-Clasificación de los perfiles de suelos disponibles según el diagrama de textura del USDA. (a) Textura en el horizonte superficial. (b) Textura en el horizonte subsuperficial.

En la Fig. 1 se muestra la clasificación textural de los perfiles recopilados según el sistema del USDA. Los resultados se muestran para los horizontes homogéneos superficial (Fig. 1a) y subsuperficial (Fig. 1b). Obsérvese en la Fig. 1 la gran variedad de granulometrías que abarcan los perfiles disponibles, de manera que aparecen representadas todas las clases texturales del USDA en los horizontes homogéneos definidos.

4. VARIABLES AUXILIARES DEL MODELO DE FORMACIÓN EDÁFICA

Partiendo del modelo de formación edáfica asumido en este trabajo (modelo SCORPAN), se identificaron cuatro de los factores más importantes que contribuyen a la formación del suelo. En los siguientes epígrafes se describen los procedimientos de recopilación, depuración y adecuación de las variables auxiliares que se utilizaron en este estudio para describir los principales factores formadores del suelo.

4.1. Parámetros Morfométricos del Terreno

Para el desarrollo del Sistema de Inferencia Espacial se utilizó el Modelo Digital de Elevaciones de Andalucía con una resolución espacial de 20 m. El primer paso seguido en la parametrización del terreno fue la agregación del MDE a la resolución de trabajo (250 m). La agregación de un MDE es muy útil para reducir las variaciones del terreno a pequeña escala y conseguir una mejor representación regional de su estructura espacial. Sin embargo, este proceso puede deteriorar seriamente la precisión de los parámetros del terreno (Thompson et al., 2001). Para evitar el deterioro de los parámetros del terreno que supone el proceso de agregación, se aplicó el procedimiento que se describe a continuación.

A cada celda original del MDE se asignó el valor medio de las elevaciones contenidas en una ventana local de 250 x 250 m . Posteriormente, el MDE atenuado resultante de la operación anterior se reensambló a la resolución de trabajo de 250 m con el método de interpolación bi-lineal. Asimismo, se calculó la desviación estándar de las elevaciones contenidas en cada ventana local de 250 m. Estos valores se utilizaron para cuantificar la incertidumbre que introdujo el proceso de agregación y generar múltiples realizaciones del MDE con simulaciones estocásticas. Para esto se usó el software DIGEMAN (Bishop et al., 2006) que es capaz de generar realizaciones estocásticas del MDE basado en la técnica de muestreo Hipercubo Latino, y considerando la correlación espacial entre las celdas vecinas contenidas en una ventana local de 5 x 5 celdas. Para cada una de las 60 realización generadas del MDE se calcularon los parámetros morfométricos correspondientes. Los mapas resultantes se obtuvieron como la media aritmética de todas las realizaciones generadas. Los parámetros morfométricos generados son aquellos que mejor describen los procesos formadores del suelo según los criterios de diferentes autores (Wilson y Gallant, 2000). Así, los atributos elegidos fueron: (*i*) elevación, (*ii*) pendiente, (*iii*) orientación de la pendiente, (*iv*) curvaturas en planta, perfil, longitudinal, transversal, media, cóncava y convexa, (*v*) índice de humedad y (*vi*) potencia de la escorrentía .

4.2. Clases Litológicas

El objetivo de esta fase de trabajo consistió en obtener un mapa sintético de clases litológicas para caracterizar los materiales parentales predominantes en el territorio andaluz. Se eligió como información de partida el Mapa Geológico y Minero de Andalucía (SIGMA) (Junta de Andalucía, 1998) por ser el que más información aporta desde el punto de vista litológico. El Mapa SIGMA divide al territorio andaluz en 6 zonas geotéctónicas, 30 unidades geoestructurales y 127 litologías diferentes. Así, objetivo de esta fase fue agrupar las 127 litologías descritas originalmente en el Mapa SIGMA en 20 clases sintéticas. La definición de las clases sintéticas de litologías se basó principalmente en los criterios geomorfológicos, litológicos y cronológicos recomendados por Finke et al. (1999).

4.3. Indices de Vegetación

Se seleccionó una serie temporal del Índice de Vegetación Mejorado (*EVI*) derivado por teledetección para caracterizar las coberturas de los suelos de Andalucía. La serie elegida es una composición temporal (16 días de frecuencia) del *EVI* derivado por el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) correspondiente al período 2001-2005, con una resolución espacial de 250 m. La serie temporal de imágenes de *EVI* se sometió a un filtrado con la ayuda del software TIMESAT, especialmente diseñado para estos fines (Jönsson y Eklundh, 2004). En TIMESAT están implementados diferentes tipos de filtros, pero en este trabajo se utilizó el filtro Savitzky–Golay por ser un método sencillo para reconstruir series temporales de índices de vegetación con alta calidad (Chena et al., 2004). Finalizado el proceso de filtrado temporal se procedió a obtener la serie definitiva de *EVI* compuesta por 23 imágenes con frecuencia de 16 días. Cada imagen que compone esta serie se obtuvo como la media aritmética de las 5 imágenes adquiridas en el período analizado (2001-2005).

4.4. Variables Climáticas

Para caracterizar el clima de Andalucía se utilizaron los datos de precipitación y temperatura media mensual procesados por Moreno (2003). Este autor recopiló y depuró los datos de 817 estaciones pluviométricas y 163 termométricas de la región. Moreno (2003) no procesó datos de temperaturas máxima y mínima mensual en su trabajo original, sin embargo, estas variables climáticas son necesarias para caracterizar los regímenes de humedad a que están sometidos los suelos a través de la evapotranspiración de referencia. Por esta razón, los datos de temperaturas máxima y mínima se obtuvieron del Atlas Climático Digital de la Península Ibérica (Ninyerola et al., 2005), y se utilizaron para calcular la evapotranspiración de referencia con el método de Hargreaves (1994) calibrado para las condiciones de la región andaluza por Vanderlinden et al. (2004).

Finalizado el proceso de recopilación y depuración de los datos climáticos se procedió a la generación de la cartografía continua a partir de los datos puntuales registrados en las estaciones meteorológicas. La técnica utilizada para la generación de los mapas se basó en el procedimiento conocido como regresión-kriging (Hengl et al., 2004), que se basa en el desarrollo de funciones de predicción que intentan explicar las relaciones entre las variables climáticas y determinadas variables geográficas (elevación, pendiente, orientación del terreno y las coordenadas geográficas). Las partes no explicadas por las funciones de predicción se interpolaron espacialmente con el método de Kriging ordinario. La cartografía resultante se obtuvo como la suma de los mapas obtenidos por regresión y los mapas de los residuos.

La precisión final de los mapas generados se evaluó con el procedimiento de validación cruzada. Así, los mapas generados fueron capaces de explicar entre el 87 y 95% de la variabilidad de la precipitación media mensual y entre el 87 y el 91% de las variaciones de las temperaturas. En ningún caso, la raíz del error cuadrático medio superó el valor de 1 grado en las predicciones de las temperaturas y los 10 mm en la precipitación media mensual.

5. INFERENCIA DE PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO

La cartografía digital de las principales propiedades físico-químicas analizadas en este trabajo se obtuvo con el procedimiento de regresión-kriging, siguiendo las recomendaciones de Hengl et al. (2004) y Hengl et al. (2007). Estos autores reconocen que las relaciones funcionales entre las propiedades del suelo y las variables ambientales son desconocidas y, usualmente, muy ruidosas. Por esta razón se intentan modelizar con simples funciones lineales, toda vez que los modelos más complejos no mejoran sensiblemente las predicciones. Asimismo, es conocido que las relaciones entre las propiedades del suelo y las variables auxiliares no son necesariamente lineales, sino que se aproximan más bien a funciones sigmoidales, por lo que es aconsejable aplicar transformaciones logísticas a las variables del suelo antes de correlacionarlas linealmente con las variables ambientales.

Por otro lado, muchas de las variables auxiliares originalmente recopiladas en este trabajo están altamente correlacionadas entre sí (datos no mostrados), por lo que si se usaran directamente como variables independientes en las funciones de predicción espacial se originarían serios problemas de multicolinealidad. Para evitar estos problemas se aplicó un análisis de Componentes Principales (*CP*) que permitió reducir drásticamente la dimensionalidad de los datos originales sin pérdida significativa de información.

Completado el proceso de transformación de las variables se procedió a desarrollar las funciones de predicción espacial de las propiedades del suelo. Además de las *CP* de las variables ambientales, se utilizaron las coordenadas geográficas como variables independientes de las funciones de predicción. La inclusión de las coordenadas aseguró que no se perdiera el patrón espacial no explicado originalmente por las variables ambientales en el proceso de inferencia de las propiedades del suelo (McBratney et al., 2003). El procedimiento utilizado para realizar los análisis se basó en la técnica de regresión no paramétrica conocida como árboles de regresión, implementada en el software GUIDE (Loh, 2007). GUIDE aplica el procedimiento de selección por pasos hacia adelante (stepwise forward selection) para ajustar modelos lineales múltiples en los nodos terminales del árbol seleccionado y, asimismo, es capaz de asimilar variables continuas y discretas.

En general, las predicciones de las funciones obtenidas fueron suficientemente buenas (R^2 entre 0,284 y 0,701) y estadísticamente significativas en todos los casos. La profundidad del suelo y el *pH* fueron las variables mejores explicadas por los modelos de regresión, mientras que la materia orgánica fue la propiedad menos explicada. Tal como se esperaba, la correlación entre las propiedades del suelo y las variables ambientales fue más fuerte en la superficie del suelo que en los estratos más profundos.

Los residuos (o parte no explicada por las funciones) se obtuvieron como la diferencia entre los valores observados y los valores estimados por las funciones de predicción espacial. Las interpolaciones espaciales de los residuos se realizaron con el software VESPER (Minasny et al., 2005). Los residuos de las variables del suelo con más de 1000 observaciones se interpolaron con el procedimiento Block Kriging ordinario con variogramas locales. Todos los variogramas locales se ajustaron al modelo exponencial usando 100

datos vecinos. Los residuos de la única variable del suelo con menos de 1000 observaciones (Profundidad del Suelo) se interpoló con el método Block Kriging ordinario convencional, que ajusta un solo variograma global con todos los datos disponibles.

Tabla 1.- Precisión alcanzada en la generación de los mapas de propiedades físico-químicas del suelo.

Propiedad	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	pH (H_2O)	M. Orgánica (%)	Profundidad (cm)
Horizonte Superficial						
R^2	0,774	0,779	0,7918	0,894	0,786	0,905
RECM	8,075	6,574	6,309	0,276	0,669	18,561
Horizonte SubSuperficial						
R^2	0,717	0,767	0,721	0,905	0,701	
RECM	8,939	6,908	7,889	0,286	0,371	

5.1. Generación y Evaluación de la Cartografía Digital de las Propiedades Físico-Químicas del Suelo

La cartografía digital de las propiedades del suelo se obtuvo como la suma de los mapas derivados con las funciones de predicción espacial y los mapas de los residuos. La precisión de los mapas generados se evaluó con el procedimiento de validación cruzada y se expresó a través del coeficiente de determinación (R^2) y la raíz del error cuadrático medio (*RECM*). La Tabla 1 contiene la precisión alcanzada en la generación de los mapas de las propiedades del suelo con el procedimiento de regresión-kriging. Como regla general, la cartografía digital de suelos puede considerarse adecuada si es capaz de explicar entre el 50% y el 75% de la varianza total de las muestras de datos independientes (Hengl et al., 2007). Los mapas obtenidos en este estudio fueron capaces de explicar entre el 70 y el 90% de la variabilidad de las propiedades analizadas, que son índices de precisión excelentes.

6. INFERENCIA DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO

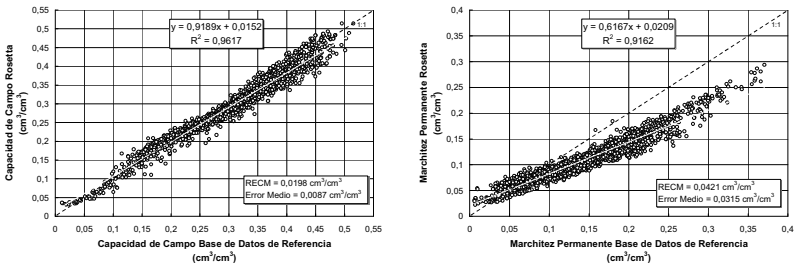
La producción de la cartografía digital de las propiedades hidráulicas del suelo se basó en el desarrollo y la aplicación de funciones de edafotransferencia. Para la predicción de la Capacidad de Campo (*CC*) y el Punto de Marchitez Permanente (*PMP*) se calibraron funciones de edafotransferencia con los datos locales disponibles. Para ello se utilizó el procedimiento k-Nearest Neighbor (*KNN*), recientemente desarrollada por Nemes et al. (2008). *KNN* fue capaz de explicar el 78,9% de las variaciones de la *CC* y el 75,2% del *PMP*, con *RECM* de 0,049 cm^3/cm^3 y 0,037 cm^3/cm^3 respectivamente. Estos índices de precisión pueden considerarse muy favorables y fueron similares a los reportados por Nemes et al. (2006).

Por otro lado, los parámetros de retención de la función de van Genuchten (1980), la conductividad hidráulica saturada (*Ks*), y los parámetros de la función de conductividad hidráulica no saturada inferidos por el modelo de Mualem (1976) se obtuvieron con las funciones de edafotransferencia contenidas en el software *Rosetta* (Schaap et al., 2001).

Rosetta utiliza un procedimiento jerárquico basado en redes neuronales artificiales. Los resultados de *Rosetta* se evaluaron con los datos de *CC* y *PMP* recopilados en este trabajo. Para ello, los datos registrados se compararon con los contenido volumétricos de agua a 330 cm y 15000 cm de potencial matricial calculados con la función de van Genuchten y los parámetros de retención obtenidos por *Rosetta*. En la Fig. 2 se muestra los resultados de la evaluación. Si bien las predicciones de *CC* se aproximaron adecuadamente a los valores deseados, puede apreciarse importantes errores sistemáticos en la estimación del *PMP* (Fig. 2b). Schaap et al. (2001) observaron que *Rosetta* tiende a subestimar los valores de retención de agua para presiones elevadas. Por otro lado, Schaap y Leij (1998) apuntaron que los errores sistemáticos reflejan las diferencias entre las condiciones locales de las fuentes de datos utilizados para la calibración y la evaluación de *Rosetta* y, consecuentemente, deben ser corregidos.

Para adaptar los resultados de *Rosetta* a las condiciones de la región de estudio se siguió el procedimiento propuesto por Schaap et al. (2004). La idea consiste en utilizar un procedimiento que modifica los cuatro parámetros de retención obtenidos originalmente por *Rosetta* con simples

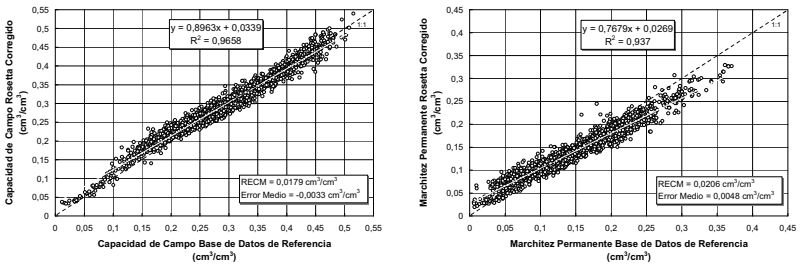
transformaciones lineales, de manera que se logre minimizar los errores de predicción de los contenidos de agua en el suelo.



(a) *(b)*

Figura 2.- Comparación entre los contenidos volumétricos de agua registrados en la base de datos de referencia y estimados por *Rosetta*. (a) Contenido de agua para un potencial matricial de 330 cm. (b) Contenido de agua para un potencial matricial de 15000 cm.

En la Fig. 3 se comparan los valores de contenidos de agua observados y estimados tras aplicar el procedimiento de corrección. Puede apreciarse que el procedimiento de corrección redujo sustancialmente los errores sistemáticos, sobre todo en la estimación del *PMP*. El error medio de estimación del *PMP* pasó de 0,0315 cm^3/cm^3 a 0,0048 cm^3/cm^3, mientras que la *RECM* se redujo en más del 50% del valor originalmente obtenido. Los errores de estimación de la *CC* también se redujeron pero en menor cuantía.



(a) *(b)*

Figura 3.- Comparación entre los contenidos volumétricos de agua registrados en la base de datos de referencia y estimados por *Rosetta* tras aplicar el procedimiento de corrección. (a) Capacidad de Campo. (b) Punto de Marchitez Permanente.

7. CONCLUSIONES

En este estudio se recopilaron, depuraron y homogeneizaron 2.422 perfiles de suelos descritos en Andalucía con el objetivo de inferir sus principales propiedades físico-químicas e hidráulicas a escala regional. Los perfiles recopilados cubrieron adecuadamente la extensión geográfica de la región y representaron todas las clases texturales definidas por el USDA. Para inferir las propiedades del suelo se desarrolló un Sistema de Inferencia Espacial basado en las técnicas edafométricas más actuales, que permitieron correlacionar la información obtenida de las observaciones directas del suelo con las principales variables ambientales que contribuyen a la formación del suelo.

Los mapas obtenidos en este estudio fueron capaces de explicar entre el 70 y el 90% de la variabilidad de las propiedades físico-químicas analizadas. Por otro lado, para inferir las propiedades hidráulicas de los suelos de

la región se calibraron diferentes funciones de edafo-transferencias con los datos locales disponibles. En general se puede concluir que la precisión alcanzada por el Sistema de Inferencia Espacial fue satisfactoria y válida para realizar estudios agro-hidrológicos a escala regional.

REFERENCIAS

Batjes, N.H. 2002. Soil estimates for the soil types of the world for use in global and regional modelling (Versión 2.1, July 2002). ISRIC Report 2002/02c. International Food Policy Research Institute (IFPRI) and International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen.

Bishop, T.F.A.; Minasny, B. y McBratney, A.B. 2006. Uncertainty analysis for soil-terrain models. International Journal of Geographical Information Science, 20(2): 117–134.

Chena, J.; Jönsson, P.; Tamurab, M.; Gua, Z.; Matsushitab, B. y Eklundhd, L. 2004. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky–Golay filter. Remote Sensing of Environment, 91: 332–344.

CSIC-IARA. 1989. Consejo Superior de Investigaciones Científicas–Instituto Andaluz de la Reforma Agraria. Mapa de suelos de Andalucía. Consejería de Medio Ambiente, Sevilla, España.

Dobos, E.; Carré, F.; Hengl, T.; Reuter, H.I. y Tóth, G. 2006. Digital Soil Mapping as a support to production of functional maps. EUR 22123 EN. Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg, 68 pp.

Durner, W.; Jansen, U. y Iden, S.C. 2008. Effective hydraulic properties of layered soils at the lysimeter scale determined by inverse modelling. European Journal of Soil Science, 59: 114–124.

Finke, P.; Hartwich, R.; Dudal, R.; Ibañez, J.; Jamagne, M.; King, D.; Montanarella, L. y Yassoglou, N. 1999. Una base de datos de suelos georeferenciada para Europa. Manual de procedimientos Versión 1.1. Editado por el Comité Científico del Buró Europeo de Suelos.

Hargreaves, G. H. 1994. Defining and using reference evapotranspiration. ASCE J. Irrig. Drain. Engng., 120: 1132-1139.

Hengl, T.; Heuvelink, G.B.M. y Stein, A. 2004. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression-kriging. Geoderma ,120: 75–93

Hengl, T.; Heuvelink, G.B.M. y Rossiter, D.G. 2007. About regression-kriging: from equations to case studies. Computers and Geosciences, 33(10): 1301-1315.

Jenny, H. 1941. Factors of soil formation - a system of quantitative pedology. McGraw-Hill, New York, 281 pp.

Jönsson, P. y Eklundh, L. 2004. TIMESAT - a program for analysing time-series of satellite sensor data. Computers and Geosciences, 30: 833-845.

Junta de Andalucía. 1998. Mapa Geológico-Minero de Andalucía. Escala 1:400.000 (3ª Versión). Sevilla.

Loh, W.Y. 2007. GUIDE (version 6.0) User Manual. Department of Statistics, University of Wisconsin–Madison. http://www.stat.wisc.edu/~loh/guide.html.

McBratney, A.B.; Mendonc-a-Santos, M.L. y Minasny, B. 2003. On digital soil mapping. Geoderma, 117: 3–52.

Minasny, B.; McBratney, A.B. y Whelan, B.M. 2005. VESPER version 1.62. Australian Centre for Precision Agriculture, McMillan Building A05, The University of Sydney, NSW 2006. http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa.

Moreno, J. A. 2003. Modelo informático de simulación e información hidrológica. Tesis Doctoral. E.T.S.I. Agrónomos y Montes. Universidad de Córdoba.

Mualem, Y. 1976. Anew model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resource. Research, 12: 513–522.

Nemes, A.; Rawls, W.J. y Pachepsky, Y.A. 2006. Use of the non-parametric nearest neighbor approach to estimate soil hydraulic properties. Soil Science Society of America Journal, 70: 327-336.

Nemes, A.; Roberts, R.T.; Rawls, W.J.; Pachepsky, Y.A. y van Genuchten, M.T. 2008. Software to estimate -33 and -1500 kPa soil water retention using the non-parametric k-Nearest Neighbor technique. Environmental Modelling & Software, 23: 254-255.

Ninyerola, M.; Pons, X. y Roure, J.M. 2005. Atlas climático digital de la península ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Departamento de Biología Animal, Biología Vegetal y Ecología. Universidad Autónoma de Barcelona. http://opengis.uab.es/wms/iberia/index.htm.

Schaap, M.G. y Leij, F.J. 1998. Database related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. Soil Sci. Soc. Am. J., 163: 765–779.

Schaap, M.G.; Leij, F.J. y van Genuchten, M.T. 2001. *Rosetta*: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Journal of Hydrology, 251: 163–176.

Schaap, M.G.; Nemes, A. y van Genuchten, M.T. 2004. Comparison of models for indirect estimation of water retention and available water in surface soils. Vadose Zone Journal, 3:1455–1463.

Simunek, J.; van Genuchten, M. T. y Sejna, M. 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 3.0, HYDRUS Software Series 1, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, 270 pp.

Thompson, J.; Bell, J. y Butler, C. 2001. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modelling. Geoderma, 100: 67–89.

Vanderlinden, K.; Giráldez, J.V. y Van Mervenne, M. 2004. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in Southern Spain. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE, 129 (1): 53–63.

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.

Wilson, J.P. y Gallant, J.C. (eds). 2000. Terrain analysis: Principles and applications. John Wiley and Sons, New York.

APLICACIÓN DEL MODELO HMV/IHMS EN LA DETERMINACIÓN DEL APORTE DE LA ZONA NO SATURADA AL CAUDAL DE UNA CUENCA FORESTAL

Rodríguez-Suarez[1]*, J.A.; Soto[2], B. y Díaz-Fierros[3], F.

1: Departamento de Ciencias da Navegación e da Terra.
Facultade de Ciencias
Universidade da A Coruña
Campus A Zapateira. 15071 A Coruña
e-mail: jarsuarez@uvigo.es

2: Departamento de Bioloxia Vexetal e Ciencias do Solo
Facultade de Ciencias de Ourense
Universidade de Vigo
Campus Universitario, As Lagoas s\n 36310-Ourense
e-mail: edbene@uvigo.es

3: Departamento de Edafoloxia e Química Agrícola.
Facultade de Farmacia
Universidade de Santiago de Compostela
15706 Santiago de Compostela.

Palabras clave: Instrucciones, Zona no Saturada, Jornadas, Barcelona, UPC, CIMNE

ABSTRACT. *In a 10.7 ha watershed with 89% of the area replanted with Eucalyptus globulus, HBV/IHMS model was applied to estimate the flow from the vadose zone. Model was calibrated using meteorological and discharge data registered in the watershed over the last ten years. Results showed that groundwater contribution was 69.4 % and flow from the vadose zone was about 30 % of total discharge.*

RESUMEN. *En una cuenca forestal, con un 89% de su superficie ocupado por una plantación de Eucalyptus globulus, se ha aplicado el modelo HBV/IHMS para estimar el aporte de la zona no saturada al total del caudal saliente. El modelo fue calibrado empleando datos meteorológicos y de caudal registrados en la cuenca durante los últimos diez años. Según las estimaciones del modelo el flujo basal representa el 69.4 % del caudal y el aporte desde la zona no saturada se encuentra en torno al 30 %.*

1. INTRODUCCIÓN

La separación del hidrograma en sus diferentes componentes es una herramienta comúnmente empleada y de especial importancia en los estudios hidrológicos ya que afecta directamente a dos de los cuatro componentes básicos del balance hídrico: escorrentía y almacenamiento de agua, siendo los otros dos precipitación y evapotranspiración (Kling y Nachtnebel, 2008).

Los procedimientos de separación del hidrograma consideran tres componentes: flujo basal o flujo aportado por el acuífero, flujo subsuperficial o flujo procedente de la zona no saturada y escorrentía superficial (Peters y Van Lanen, 2005), agrupándose en la mayoría de los casos el flujo subsuperficial y la escorrentía superficial en un solo flujo denominado flujo rápido.

Los métodos de separación gráfica son los más empleados, normalmente para el análisis y predicción de avenidas. Estos métodos emplean algoritmos matemáticos que imitan las técnicas tradicionales de separación gráfica y no los procesos físicos que rigen el proceso (Sloto y Crouse, 1991). En los resultados obtenidos con ellos la descarga desde el acuífero en general es considerablemente mayor que el flujo rápido siendo el flujo basal el predominante incluso en los eventos tormentosos (Herrmann, 1997)

Este trabajo plantea como alternativa a estos métodos separar el caudal en sus diferentes componentes por medio de un modelo hidrológico en una pequeña cuenca forestal. Concretamente se empleará el modelo semidistribuido HMV, el cual se basa en una representación esquemática del ciclo hidrológico en compartimentos en el que cada uno de los lugares de distribución de agua se considera como un reservorio que va perdiendo agua para otro reservorio o bien hacia fuera del sistema. El aporte de agua desde el reservorio inferior del modelo se considerará como el aporte desde el acuífero. Tras calibrar el modelo, se cuantificará por medio de sus diferentes salidas el flujo basal, y a partir de este se estimará el aporte desde la zona no saturada.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Cuenca de estudio

Este estudio se ha realizado en una pequeña cuenca hidrológica de 10.7 ha y pendiente media del 11 % situada en Abegondo (A Coruña) cuyas coordenadas del punto de cierre son 8º 21' 15" N 43º 9' 10" W, Figura 1. El material geológico de partida son esquistos (Serie Órdenes) sobre los que se han desarrollado suelos de textura franca con una profundidad entre 60-100 cm. El clima en esta región se define como oceánico húmedo, con una precipitación media anual de 1488 mm y una temperatura media anual de 12.3 ºC.

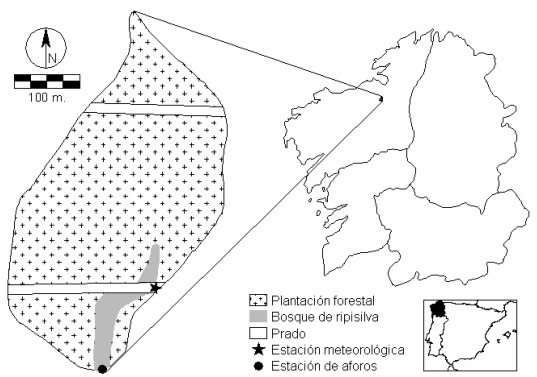


Figura 1. Localización y distribución del uso del suelo en la cuenca de estudio

El uso de suelo esta dedicado casi en su totalidad a una repoblación de *Eucalyptus globulus* con una densidad de plantación media de 1670 árboles por hectárea (89 % de la cuenca), a excepción de dos franjas que cruzan la cuenca para el paso de líneas de alta tensión ocupadas por pasto y una zona de ripisilva que rodea el curso del río.

Para el seguimiento del comportamiento hidrológico de la cuenca se instalaron, entre otros, los siguientes equipos: estación meteorológica completa automática, aforador con vertedero en "V" de 60º y sonda capacitiva (Unidata). Estos sensores fueron instalados en el año 1997 y están conectados a colectores de datos (Starlogger, Unidata) para el registro y almacenamiento de los datos a intervalos de 5 minutos.

2.2. Modelo HBV

El modelo hidrológico HBV fue desarrollado por el Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) en Norrköping, Suecia en los años 70 para la gestión de centrales hidroeléctricas (Bergström and Forsman, 1973, Bergström, 1976). Desde entonces su campo de aplicaciones ha aumentado paulatinamente

hasta abarcar en la actualidad, entre otros, la predicción en tiempo real de la escorrentía, control de calidad de datos, relleno de lagunas de datos en los registros, estudios de balance hídrico, o simulación de los efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos.

El modelo HBV puede describirse como un modelo semidistribuido que se compone de varias rutinas hidrológicas fundamentales. Estas rutinas simulan la acumulación y deshielo de nieve, el comportamiento y almacenamiento del agua en el suelo, y por último un procedimiento de cálculo de generación y propagación de la onda de avenida.

Los datos de entrada empleados en este estudio han sido los registros diarios de precipitación, temperatura media y descarga del río recogidos en la cuenca entre los años 1999 y 2008. El HBV ofrece multitud de variables de salida empleándose en este estudio "*scout*", que es el caudal estimado, y "*outlz*" definido como "salida de flujo desde el reservorio de respuesta inferior" que podemos considerarlo como el aporte del flujo basal o aporte desde el acuífero al caudal del río.

3. RESULTADOS

En la Figura 2 se muestra el caudal medio diario y la precipitación diaria registrados en la cuenca entre los años 1999 y 2008, recogiéndose en la Tabla 1 el caudal medio y la precipitación total en cada año.

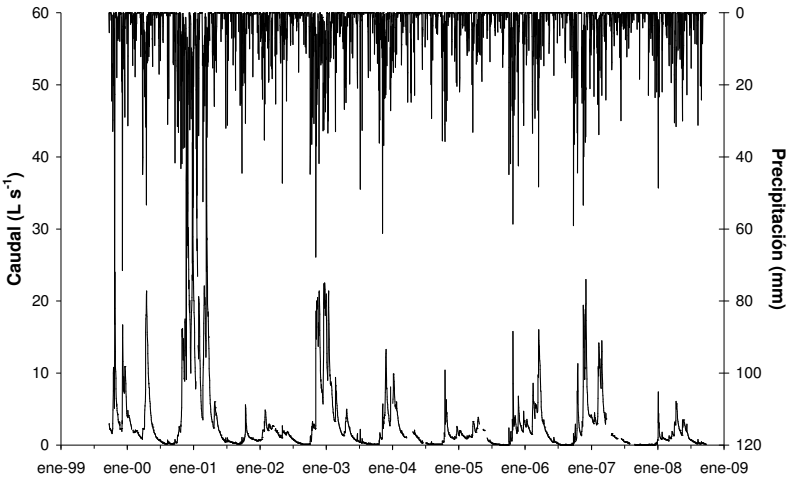


Figura 2. Caudal medio diario (L s^{-1}) y precipitación (mm) registrados en la cuenca entre los años 1999 y 2008.

Tabla 1. Caudal medio anual (L s^{-1}) y precipitación anual (mm) en cada año de estudio en la cuenca

	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	Promedio
Caudal (L s^{-1})	3.52	8.26	1.28	4.77	1.96	1.21	2.30	3.83	1.01	3.13
P (mm)	1647	2850	1156	1971	1241	1079	1436	1595	1116	1566

Durante el período de estudio existe una gran variabilidad tanto en el caudal medio como en la precipitación total entre los diferentes años, oscilando el caudal de un valor de 8.26 L s^{-1} en el 2001, año en que se produjo uno de los mayores registros históricos de precipitación anual y que en esta cuenca fue de 2850 mm, a valores muy bajos en torno a 1 L s^{-1} en los años 2002, 2005 y 2008 con precipitaciones entre 1079 y 1156 mm. Estas

diferencias hacen que el calibrado realizado con el módelo HBV para la cuenca tenga mayor validez ya que, a pesar de que el número de años de datos disponibles es relativamente escaso para el calibrado de una cuenca, el hecho de que incluyan eventos extremos otorga más peso a la optimización realizada.

Estos datos, junto con los de temperatura media diaria, se han empleado como variables de entrada en el módelo HBV mostrándose el ajuste obtenido en la Figura 3.

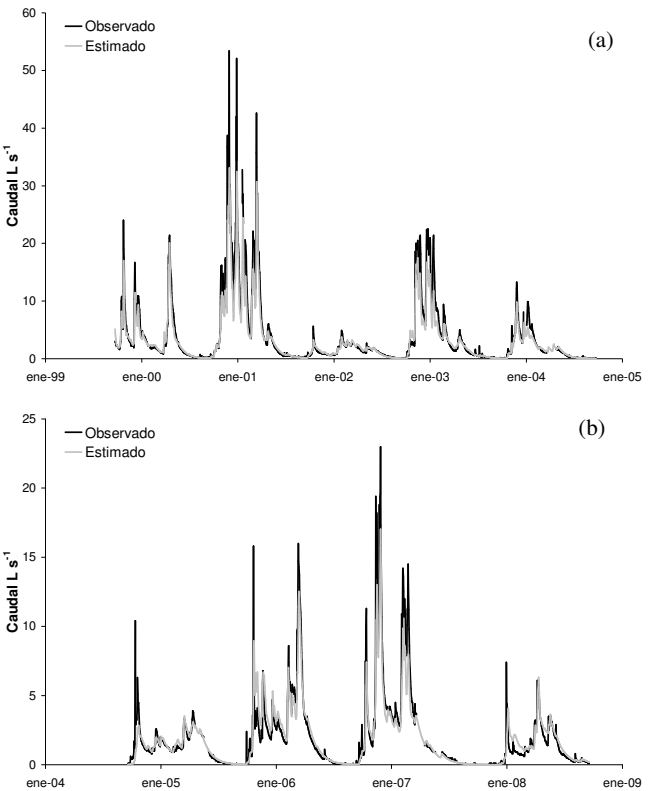


Figura 3. Caudal observado y estimado por el modelo HMV en el periodo 2000-2004 (a) y 2005-2008 (b).

El modelo HMV consigue simular satisfactoriamente el caudal del río, obteniéndose un R^2 de 0.94 y un índice de Nash (Nash and Sutchcliffe, 1970) de 0.913. Estos resultados confirman la capacidad del modelo para simular el comportamiento hidrológico de la cuenca.

Una de las salidas que ofrece el HBV es *outlz* que representa la salida de flujo desde el reservorio de respuesta inferior y que simula el aporte desde el acuífero. Si al caudal total se le resta este caudal basal estimado, la diferencia representa el flujo rápido compuesto por escorrentía superficial y el flujo subsuperficial o flujo

aportado por la zona no saturada. Teniendo en cuenta la escasa pendiente de la cuenca, 11 %, el uso del suelo en la misma dedicado prácticamente en su totalidad a una repoblación de *Eucalyptus globulus* con una elevada densidad de vegetación subarbustiva, y además una conductividad hidráulica saturada entre 16-40 mm h^{-1} (Lopez y Soto, 2004) podemos considerar la generación de escorrentía superficial prácticamente nula. Por tanto la diferencia entre el caudal saliente y el basal estimado por el modelo será el aporte desde la zona no saturada. En la Figura 4 se muestra el caudal saliente de la cuenca separados en flujo basal y flujo rápido.

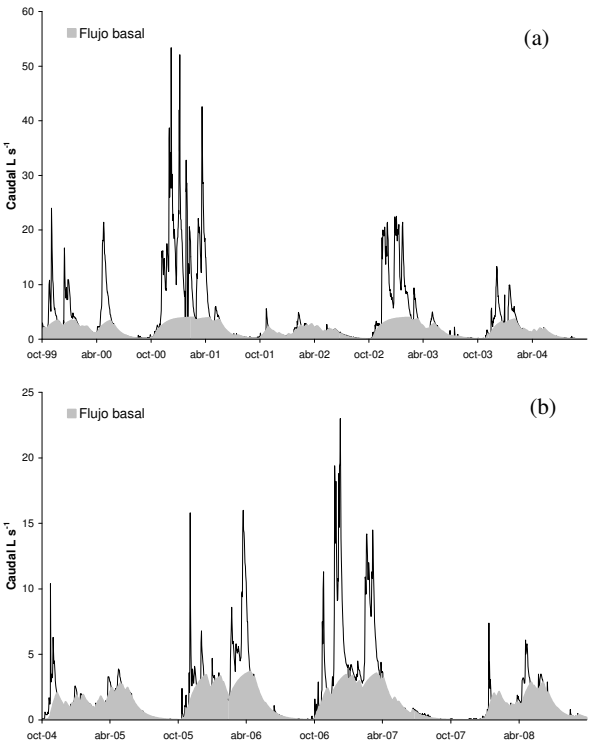


Figura 4. Flujo basal estimado por el modelo HMV en el periodo 2000-2004 (a) y 2005-2008 (b)

Tabla 2. Porcentaje de flujo basal y flujo rápido para cada año de estudio determinado por el HBV

	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	Promedio
Basal (%)	54.3	29.1	96.9	42.4	80.3	97.0	72.4	55.1	96.9	69.4
Rápido (%)	45.7	70.9	3.1	57.6	19.7	3.0	27.6	44.9	3.1	30.6

Según el HBV el flujo basal representa el 69.4% del total del caudal oscilando entre el 29.1 % del año 2001, año con las mayores precipitaciones, hasta valores en torno al 97 % en los años más secos. El aporte desde la zona no saturada representa el 30.6 % del total, siendo casi inexistente los años más secos, alrededor del 3 %, aunque en años de altas precipitaciones representa una parte importante del caudal llegando a alcanzar porcentajes del 70 %.

4. CONCLUSIONES

El método propuesto de separación del caudal empleando las diferentes salidas del modelo HBV/IHMS da como resultado un aporte medio del flujo basal al caudal total durante los últimos diez años del 70%. Este valor es muy similar al obtenido para esta misma cuenca por el método desarrollado por Soto et al. (2005) de 67.6 %, por lo que podemos considerar el método propuesto como valido para la separación del caudal en sus diferentes componentes.

Teniendo en cuenta las características de la cuenca estudiada: baja pendiente media (11%), uso de suelo (repoblación forestal con una densa vegetación subarbustiva), y la elevada conductividad hidráulica saturada de los suelos de la cuenca (entre 16-40 mm h^{-1}); podemos considerar la generación de escorrentía superficial prácticamente nula, por lo que el aporte desde la zona no saturada al caudal saliente fue en los últimos 10 años del 30%.

Agradecimientos. Este trabajo fue subvencionado por la Conselleria de Innovación, Industria e Comercio de la Xunta de Galicia a través de los proyectos PGIDIT04RFO383007PR y PGIDIT06RFO20301PR. La contribución del primer autor ha sido posible gracias a una beca de Formación de Personal Investigador FPI del Ministerio de Educación.

REFERENCIAS

Bergström, S., y A. Forsman, 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology, Vol. 4, No. 3*.

Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *SMHI Report RHO 7, Norrköping,* 134.

Herrmann, A., 1997. Global review of isotope hydrological investigations. *In: Oberlin, G. and Desbos, E. (eds.), FRIEND 3rd Report, UNESCO*.

Kling, H. y H. P. Nachtnebel, 2008. A method for the regional estimation of runoff separation parameters for hydrological modelling. *Jour. Hidrol, 364*, 163-174.

Lopez , J.E. y B. Soto. 2004. Modeling wash load transport of soil in a headwater catchment cultivated by non-tillage methods. *J. Hydrol 287*, 19–33.

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.

Peters, E., y H.A.J. Van Lanen, 2005. Separation of base flow from streamflow using groundwater levels –illustrated for the Pang catchment (UK). *Hydrol. Process., 19*, 921-936.

Sloto, R.A. y M.Y. Crouse, 1991. A computer method for estimating ground-water contribution to streamflow using hydrograph separation techniques. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90-4162.*

Soto, B., J.A. Rodríguez-Suárez, R. Pérez, M.A. Brea, y F. Díaz-Fierros, 2005. Cuantificación de la importancia del flujo procedente de la zona no saturada en el caudal de una pequeña cuenca forestal. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol VII*, 333-336.

AQUIFER RECHARGE EVALUATION BY A COMBINATION OF SOIL WATER BALANCE AND GROUNDWATER FLOW MODELS

J. Samper and B. Pisani

E. T. S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad de La Coruña
Campus de Elviña s/n, CP 15192, A Coruña, Spain
E-mail: jsamper@udc.es; bpisani@udc.es

Key words: soil water balance, aquifer recharge, groundwater flow model, BALAN, CORE

RESUMEN. *La evaluación de la recarga subterránea es difícil y por ello se debe abordar mediante la combinación de diferentes métodos. En este trabajo se presenta una metodología de evaluación de la recarga basada en la combinación de un modelo de balance de agua en el suelo (resuelto con el código BALAN) y un modelo de flujo subterráneo (resuelto con el código CORE). Se ha aplicado a la estimación de la recarga en el aluvial del Guadalquivir en Andújar (Jaén), donde se localiza la antigua Fábrica de Uranio de Andújar (FUA). El acuífero ha sido estudiado y modelizado desde el año 1988. Las versiones originales del modelo de balance de agua en el suelo proporcionaban estimaciones de la recarga excesivamente elevadas que se debían reducir a la hora de utilizarlas como entrada en el modelo de flujo del acuífero. Esta inconsistencia se ha soslayado mediante la recalibración del modelo de balance hídrico. La combinación del modelo de balance de agua en el suelo con el modelo de flujo subterráneo proporciona una estimación fiable y robusta de la recarga diaria tanto en las zonas de regadío como en la zona urbana, excepto en episodios de lluvias mensuales excepcionales con periodos de retorno entre 20 y 50 años. Se presenta la comparación de los niveles piezométricos calculados con BALAN usando una representación simplificada del acuífero, y con un modelo de flujo detallado resuelto con CORE. El modelo de flujo simplificado tiene una precisión suficiente para calcular los niveles piezométricos en las zonas de regadío.*

ABSTRACT. *Evaluation of groundwater recharge is a difficult task that must be undertaken by a combination of different approaches. Here we report a case study where a soil water balance model (solved with BALAN) has been combined with a groundwater flow model (solved with CORE) for the estimation of groundwater recharge in the Andújar alluvial aquifer (Jaén) near the Andújar uranium factory (FUA). The Guadalquivir alluvial aquifer near Andújar has been studied and modeled since 1988. The original period of water balance has been extended from 1988 to 2007. Early versions of the water balance model provided too large recharge estimates that had to be scaled down to reproduce measured groundwater levels. The water balance model has been recalibrated to overcome such limitation. The combination of water balance model and groundwater flow model provides robust and accurate estimates of daily groundwater recharge in cultivated and urbanized areas, except for a episodes of exceptional rainfall (monthly rainfall values of return periods of 20 to 50 years).Piezometric heads calculated with BALAN by using a simplified representation of the aquifer are compared to those computed with a detailed groundwater flow model solved with CORE in five points. The simplified model computes accurate piezometric levels in the irrigated area.*

1. INTRODUCTION

Aquifer recharge can be evaluated by a wide range of chemical, experimental and numerical methods. Reviews of different methods can be found in Gee and Hillel (1988), Allison *et al.* (1994), Grismer *et al.* (2000) and Scanlon *et al.* (2002). Grismer *et al.* (2000) focus on *field methods* for the evaluation of aquifer recharge in arid and semiarid regions. Field methods include soil-water balance, chloride mass balances and soil moisture monitoring. Numerical methods provide the recharge rate at the scale of the whole aquifer or a part of it (Samper,

1997). Soil-water balance models provide a way to quantify the water that percolates down to the water table. One of the main limitations of the water balance method is that it uses empirical parameters which sometimes are hard to calibrate. Recharge episodes usually produce the rise of the water table. Therefore, the recharge produced by a rainy episode can be inferred from piezometric rise data (Samper, 1997). However, this method is prone to errors due to difficulties to estimate storage coefficient and water table elevations (Rushton, 1987; Samper, 1997). Here we report a method to estimate the spatial and temporal variability of groundwater recharge by combining a soil water balance model a groundwater flow model. This method has been tested for the estimation of groundwater recharge in the Andújar alluvial aquifer (Jaén) near the Andújar uranium tailings pile (FUA). The applicability of this approach has been studied and tested by Samper *et al.* (1988), Davies-Smith *et al.* (1988), Handman *et al.* (1990) and Schuh *et al.* (1993). More recently, surface water and groundwater models have been integrated (Scanlon et al., 2002). Sophocleous and Perkins (2000) coupled SWAT and MODFLOW to estimate aquifer recharge in Kansas, USA. Some physically-based, fully-distributed codes such as Mike-SHE have the capability of computing the soil water balance and the groundwater flow in an integrated manner (DHI, 2004).

2. COMBINATION OF WATER BALANCE AND GROUNDWATER FLOW MODELS

The combination of a water balance method with a groundwater flow model integrates two complementary methods. The combined method is tested with measured piezometric head data. Samper *et al.* (1988, 2004) were able to show that the integrated use of a water balance model and a groundwater flow model could provide an excellent estimation of groundwater recharge in the Guadalquivir alluvial aquifer. Samper *et al.* (2004) coupled a water balance code, BALAN (Samper *et al.*, 2007), and a groundwater flow code, CORE^{2D} V4 (Samper *et al.*, 2003; 2009), to compute aquifer recharge.

BALAN computes the water balance in the soil, the unsaturated zone and the aquifer (Samper and García-Vera, 2004; Samper *et al*, 1999, 2007). It considers rainfall and irrigation as inputs to the system and computes daily values of surface runoff, actual evapotranspiration and recharge. Figure 1 shows the sketch of the proposed methodology to compute groundwater infiltration recharge by a combination of water balance and groundwater flow modeling.

A first *a priori* estimate of recharge, R(t), is obtained by assuming some initial hypotheses about infiltration mechanisms and for some initial parameter values of the water balance. Parameters of the water balance model are calibrated by solving the inverse problem. Discrepancies between computed and measured piezometric heads are used to modify the parameters and hypotheses of the water balance and groundwater flow models. The process of updating the models is performed in an iterative manner until computed piezometric heads reproduce measured values. According to Samper *et al.* (1995), this methodology leads to excellent results, although it requires a hard work to analyze the results in a critical manner.

3. EVALUATION OF RECHARGE OF ANDÚJAR ALLUVIAL AQUIFER

3.1 Introduction

The Andújar uranium tailings pile (FUA) is located in the Southwestern region of Andújar (Andalucía, Spain) in the left bank of the Guadalquivir river (see Figure 2). The tailings are located on the alluvial terrace of Guadalquivir river. The tailings have an approximate volume of 10^6 m^3 and occupy an area of nearly 10 ha. The aquifer is located in the SW of Andújar. The limits of the aquifer are: 1) The river to the North; 2) The marls outcropping to the South; 3) Lines perpendicular to the river to the West and to East.

The main geological materials are Quaternary alluvial deposits (gravel, sand and silt) that are sub-horizontally disposed over the Miocene marls. These marls constitute almost an impermeable boundary. There are five levels of fluvial terraces at a regional scale, but only two of them are in the study zone. The study area is located in these two terraces. The contact of Quaternary materials and Miocene marls is from 6 to 10 m deep, and its depth increases from E to W. Alluvial deposits have the typical arrangement of meandering rivers with silt and clay on the top, sand in the middle and gravel at the bottom. The aquifer rests over the lower layer of gravel. The phreatic level is close to the base of the unit.

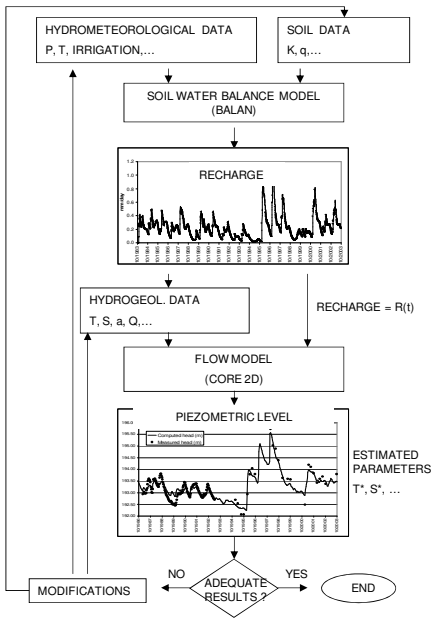


Figure 1. Flowchart of the iterative procedure for calculating aquifer recharge by a combination of a water balance model and a groundwater flow model (see Samper *et al*., 1988).

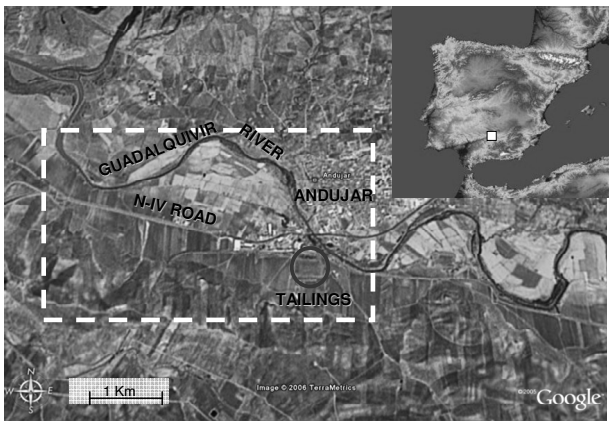


Figure 2. Location of the study area.

The general trend of the flow is SE to NW, but there are some local modifications due to the presence of paleochannels.

Water quality and piezometric data indicate that the aquifer is primarily recharged from irrigation return flow and rain infiltration. Leakage from below at the contact with the marls and mountain front recharge are negligible. Therefore, groundwater can be treated as two-dimensional. While the aquifer is phreatic, the fact that the most permeable materials are at the bottom of the aquifer suggest that except for exceptionally humid periods, transmissivity variations in response to water level changes are small (see Samper et al., 1988). On that basis, Samper et al. (1988) assumed that transmissivity was constant in time. Data collected from 1994 to 2004, however, showed that variations in saturated thickness were very important during exceptionally rainy periods (see Samper et al., 2004).

The spatial distribution of sediments is relatively homogeneous on a regional scale. However, the coarsest materials can be found in irregular deposits that locally modify the infiltration velocity. Aquifer discharge essentially consists of the outflow to the river, that can be free or submerged. Downstream of the Nuevo Puente de Andújar (Andújar's New Bridge), the Guadalquivir River is hydraulically connected with the aquifer. Upstream of this point the aquifer discharges to the river through natural springs. Groundwater discharge by pumping are negligible compared to natural discharges, except for very dry years.

3.2 Available data

A large amount of data have been used to construct the flow and transport model of the Andújar aquifer since the first version (Samper *et al.*, 1988) to the last update (Samper *et al.*, 2008). These data include: (1) Hydrometeorologic data, (2) Irrigation data, (3) Pumping data, (4) Changes in elevation of Marmolejo reservoir, (5) Chemical data and piezometric levels, and (6) Data on soil use.

Hydrometeorologic data include daily precipitation and mean daily temperature from 1983 to present day. Data about irrigation are incomplete. Annual volumes of irrigation are available, but their monthly distribution is unknown and had to be deduced from records of water distribution in a zone larger than the modeled one. The records of annual volumes cover the period from 1983 to 2003. The volumes of water pumped from the aquifer are recorded from 1989 to 1994. However, there are great uncertainties about theses data, mainly related to uncertainties on the information provided by well owners.

The Marmolejo reservoir is used to generate electricity. Its water level determines the water level in the river upstream of the reservoir. Reservoir levels are recorded from 1989 to 1993 and from 1999 to present day.

Piezometric and chemical data are available for 132 wells and 81 boreholes, covering the period from 1977 to 2007. The current radiological monitoring network in the aquifer includes 14 wells and 7 boreholes where water samples are taken and every 3 months. Data on soil use and types of crops are available from aerial photographs, official records and field work.

3.3 Delineation of recharge zones

The primary sources of aquifer recharge are irrigation return flow and rain infiltration, accounting for nearly 95% of the groundwater flow. The remaining 5% comes from the Eastern boundary. Infiltration groundwater recharge has a strong influence on groundwater flow and uranium transport (Samper *et al.*, 1988). Therefore, the main mechanisms of the surface recharge have to be carefully analyzed in order to adequately model aquifer hydrodynamics.

The identification of recharge zones was carried out by a careful analysis of groundwater hydrographs. Hydrographs were arranged in several groups reflecting differences in soil use and thickness. Nine different recharge zones were delineated, including a urban zone near the tailings, 6 zones with irrigation crops, a zone near the train station and another zone which surrounds the uranium tailings inside the FUA property. Water balances were computed for each one of them (Figure 3).

3.4 Recharge calibration

The calibration of recharge is part of the general process of model calibration, including parameters of the water balance and the groundwater flow models. The model was calibrated with data from 10/1983 to 09/2003. Calibration was carried out by trial and error, fitting computed heads to measured heads by visual comparison. A recharge time function $R_i(t)$ was derived for each recharge zone *i*.

Recharge in the urban zone, near the tailings, is approximately 35 mm/year. Mean annual recharge values in irrigated zones range from 79 to 207 mm/year (see Table 1).

Four episodes of exceptionally large rainfall occurred from November 1995 to March 2001 (Table 2). Such episodes caused large surface runoff, infiltration and aquifer recharge. Due to these exceptional conditions, it was not possible to adequately calculate recharge with the water balance model. Consequently, recharge during these episodes was derived from water table data. Estimated recharge values for the rainy episodes are listed in Table 2.

Figure 4 shows computed and measured heads in two boreholes located in different recharge zones. The fit of computed heads to measured heads is quite acceptable, even for the rainy episodes of 1996-2001. The comparison between computed heads, before and after revising recharge during the rainy episodes, is also shown in Figure 4.

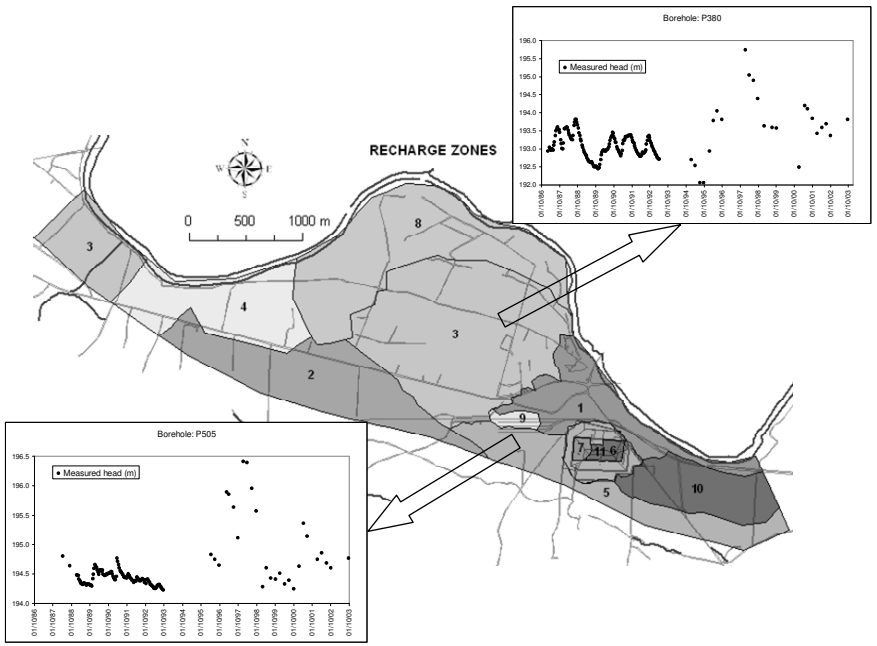


Figure 3. Map of recharge zones in the Andújar alluvial aquifer. Also shown are two illustrative hydrographs of zones 3 and 5 (adapted from Samper *et al.*, 2004).

3.5 Heads computed with BALAN

A study was conducted to evaluate if water table data could be reproduced with a simplified flow model. BALAN computes piezometric heads using a 1D finite difference method. Aquifer parameters were calibrated for 5 boreholes. Water heads were compared to those computed with a detailed flow model (Figure 5). In general, both models produce similar results and both fit well measured data. The results of the comparison show that a simplified flow model is sufficient to compute groundwater heads. Needless to say that the detailed flow model is still is necessary to perform the simulation of uranium transport through the aquifer.

Table 1. Mean annual results of the water balance (mm).

	Recharge zone						
	2	3	4	5	8	10	11
Precipitation	505	505	705	505	505	505	505
Irrigation	397	402	402	403	402	403	0
Potential evapotranspiration	1442	1442	1442	1442	1442	1442	1442
Actual evapotranspiration	665	643	754	670	668	670	338
Interception	0	40	0	37	0	37	37
Preferential flow	40	52	44	25	40	25	0
Delayed potential recharge	62	54	163	54	63	54	36
Surface runoff	135	118	144	122	135	122	95
Aquifer recharge	102	106	207	79	103	79	36

Table 2. Estimation of recharge for the exceptionally rainy episodes. (*) Additional recharge is the part of recharge not explained by the water balance model.

Period	Precipitation (mm)	Average water table rise ΔH (m)	Total recharge (mm)	Additional recharge (mm) (*)
Dec 1995-Jan 1996	470	1.41	155	93
Dec 1996-Jan 1997	466	1.45	160	74
Nov 1997-Dec 1997	411	1.53	168	84
Dec 2000-Mar 2001	472	1.1	121	24

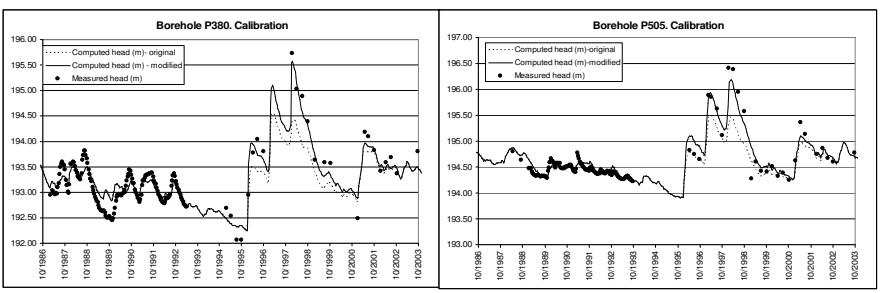


Figure 4. Comparison of measured heads and those computed before and after revising recharge during rainy episodes in boreholes 380 and 505.

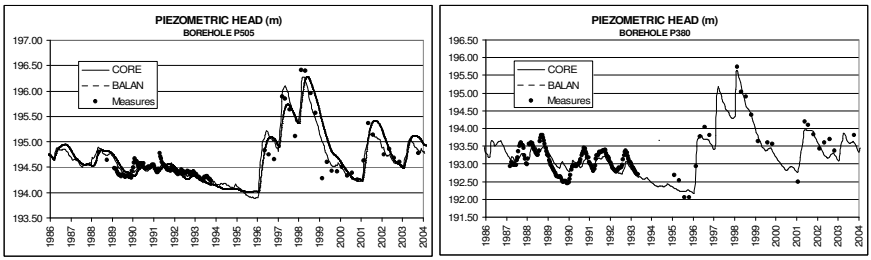


Figure 5. Comparison of measured and computed heads with CORE and a simplified flow model for boreholes 505 and 380.

4. CONCLUSIONS

A robust method for evaluating the aquifer recharge has been presented which is based on the combined use of a water balance model and a groundwater flow model.

The water balance model incorporates geographical, physical, soil and daily hydrometeorological data. The methodology allows to estimate different recharge sources such as rainfall and irrigation.

The joint use of a soil water balance method with a flow model overcomes the lack of data for the water budget components which are frequently larger than recharge. Thus, accumulation of errors in recharge is minimized. The time evolution of recharge and its spatial distribution are usually difficult to estimate only with a flow model. This joint method overcomes such limitation.

The methodology has been applied to the Andújar alluvial aquifer. The water balance model is not able to estimate recharge during exceptionally rainy episodes. Recharge in such episodes had to be estimated from piezometric data.

A study has been conducted to evaluate if water table levels could be reproduced with a simplified flow model. The resulting water heads were compared with the results of a detailed flow model constructed with CORE. In general terms, both models produce similar results and a good fit to measured data. The results of the comparison show that a simplified flow model could be sufficient to compute piezometric heads in the aquifer.

Acknowledments. This work has been funded by Research Projects from the Spanish Science and Technology Commission (Project REN2003-8882) and Education Department of the Galician Government (Project XUGA1180A94) as well as several R+D projects funded by Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA). A large part of BALAN improvements were made within a joint project of Ebre Water Authority (Confederación Hidrográfica del Ebro) and Universidad de La Coruña (code 2000-PH17-I). We also thank all the people who contributed to develop and test BALAN and CORE.

REFERENCES

Allison GB, Gee GW, Tyler SW (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi-arid regions. Soil Science Society of America Journal (58): 6-14.

Davies-Smith A, Bolke EL, Collins CA (1988) Geohydrology and digital simulation of the ground-water flow system in the Umatilla Plateau and Horse Heaven Hills area, Oregon and Washington. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 87–4268:72.

DHI (Danish Hydraulic Institute) (2004). Manual del usuario y referencia técnica del modelo MIKE SHE versión 2003b. DHI Water & Environment. Hørsholm, Dinamarca. 383 pp.

Gee GW, Hillel D (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods Hydrol. Processes 2: 256-266.

Grismer M, Bachman S, Powers T (2000). A comparison of groundwater recharge estimation methods in a semi-arid, coastal avocado and citrus orchard (Ventura County, California). Hydrol. Processes 14: 2527-2543.

Handman EH, Londquist CJ, Maurer DK (1990). Ground-water resources of Honey Lake Valley, Lassen County, California, and Washoe County, Nevada. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 90–4050, 112 pp.

Rushton KR (1987). Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. In: Estimation of natural groundwater recharge, NATO ASI Series C, Vol 222. I. Simmers (ed), 223-238.

Samper J (1997). Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 153-180.

Samper J, García-Vera M A (2004) VISUAL-BALAN, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros In: VIII Simposio de hidrogeología. Zaragoza; 595-604.

Samper J, Yang C, Montenegro L (2003). User's manual of CORE^{2D} version 4: A code for groundwater flow and reactive solute transport. Universidad de A Coruña, A Coruña, Spain.

Samper J, Pisani B, Naves A (2008). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Actualización del análisis integrado de datos y contraste del modelo FUA04 con datos del periodo 2003-2007 (in Spanish). Technical report for ENRESA. University of La Coruña, Spain. 163 pp.

Samper, J., T. Xu and C. Yang (2009) A sequential partly iterative approach for multicomponent reactive transport with CORE^{2D}, Comput Geosci DOI 10.1007/s10596-008-9119-5.

Samper J, Soriano G, García Vera MA, Vives L (1995). Modelación hidrogeológica de acuíferos aluviales a escala local: 1. Modelo conceptual (in Spanish). In: VI Simposio de Hidrogeología. 23-27 October, 1995. Sevilla.

Samper J, Huguet Ll, Ares J, García Vera MA (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga (in Spanish). ENRESA (05/99). Madrid. 134 pp.

Samper J, Yang C, Pisani B, Montenegro L, Zheng L, Molinero J (2004). Update of the Andújar flow and transport model (in Spanish). Technical report for ENRESA. University of La Coruña, Spain.

Samper J, García Vera M A, Pisani B, Varela A, Losada J A, Alvares D, Espinha Marques J. (2007). Using hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). In: Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability, Lobo Ferreira J P, Vieira J M P (eds). IAHS 310: 259-266.

Samper J, Carrera J, Gens A, Custodio E, Manzano M, Medina A, Glorioso L, Galarza G, Ramírez JA, Maldonado MA, Lorenzo C (1988). Modelación del transporte de solutos en el entorno de la FUA. Technical Report for ENRESA. University of Catalonia. Barcelona.

Scanlon BR, Healy RW, Cook PG (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeol. J 10:18–39.

Schuh WM, Klinkebiel DL, and Gardner JC. (1993). Use of an integrated transient flow and water budget procedure to predict and partition components of local recharge. J. of Hydrol. 148: 1-4, 27-60.

Sophocleous M, Perkins SP (2000). Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. J Hydrol 236:185–201.

ANÁLISIS DEL FLUJO DE AGUA CON EXTRACCIÓN POR ABSORCIÓN DE LA PLANTA EN CULTIVOS EN SUSTRATOS ARTIFICIALES

V. Terés[1], J.V. Giráldez[2,3], F.J. Jiménez-Hornero[2], A.M. Laguna[2], E. Sáinz de la Maza[4], M. Lezaun[4], y M. Abad[5]

1: Depto. de Medio Ambiente, Planificación Territorial, Agricultura y Pesca
Gobierno Vasco
Avda. Donostia/San Sebastián 1, 01010 Vitoria
e-mail: vteres@ej-gv.es

2: Deptos. de Agronomía; Ingeniería Gráfica y Geomática; y Física Aplicada
Universidad de Córdoba
Cra. Madrid km 396, 14071 Córdoba
e-mails: ag1gicej@uco.es; ir1jihof@uco.es; fa1lalua@uco.es

3: Depto. de Agronomía
Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC
Finca Alameda del Obispo, Apdo. 14071 Córdoba

4: Depto. de Matemática Aplicada y Estadística
Universidad del País Vasco
Apdo. 644, 48080 Bilbao
e-mail: mepsaese@lg.ehu.es; mikel.lezaun@ehu.es

5: Instituto Agroforestal Mediterráneo
Universidad Politécnica de Valencia
Camino de Vera, s/n 46022 Valencia
e-mail: mabad@prv.upv.es

Palabras clave: Retención y transmisión de agua, medios subsaturados, sustratos de cultivos, ecuación de Richards en forma lineal

RESUMEN. *Los sustratos de cultivo son materiales con grandes poros cuya conductividad hidráulica decae rápidamente al descender la componente matricial del potencial del agua en el suelo por debajo de los valores correspondientes al estado de saturación, lo que causa problemas de absorción en las plantas cultivadas en ellos. Partiendo de unas curvas de retención de agua determinadas en dos sustratos de uso común, se exploran unas soluciones basadas en formas lineales de la ecuación de Richards, basadas en la aproximación exponencial a la curva de conductividad hidráulica de Gardner, propuestas por Lomen y Warrick (1978), en las que se muestra cómo asciende y desciende la humedad del sustrato, o el potencial del flujo matricial, que es una expresión subsidiaria, en los ciclos de riego con intermitencia. Aunque las soluciones analíticas usadas ofrecen una perspectiva del comportamiento del sistema, se omiten detalles que pueden influir en la aplicación regular. Por ello, se exploran las hipótesis adoptadas.*

ABSTRACT. *Artificial substrates are commonly used as growing media for horticultural crops. The abundance of large size pores implies a dramatic drop in both the water retention and the hydraulic conductivity curves indicating the risk of insufficient water flow rate from the media to the plant roots. Using simple concepts of soil water physics the risk is evaluated for two types of substrate, whose water retention curve have been estimated. The estimated data allow the use of exponential functions for the hydraulic conductivity, the Gardner equation, with which the Richards equation becomes linear. The analytical solutions of Lomen and Warrick (1978) have been explored applying them to the description of wetting and drying cycles after intermittent irrigation cycles.*

Even though the analytical solutions give an insight of the system behavior, there are some aspects that have been skipped out, which might affect their regular application. Therefore, the adopted assumptions are discussed.

1. INTRODUCCIÓN

Los sustratos artificiales constituyen un medio de cultivo para numerosos cultivos hortícolas, compuestos por partículas de tamaño medio y grueso que dejan entre sí poros de gran tamaño, para evitar problemas de asfixia radical (Terés, 2001). A consecuencia del predomino de materiales gruesos cuando el potencial del suelo desciende por cualquier proceso de desecación, evaporación o transpiración por las plantas en ellos cultivadas, tanto la retención como la transmisión de agua en el sustrato disminuyen hasta valores que dificultan el suministro de agua hacia las raíces. Se han diseñado diferentes sistemas de aplicación del agua de riego para reducir el riesgo de ocurrencia de déficits de agua, incluyendo subirrigación (e.g. Caron et al., 2005). Sin embargo, es preciso caracterizar adecuadamente este riesgo para poder prevenirlo con mayor seguridad.

El flujo del agua en un sustrato cultivado tiene lugar en fase líquida, siendo descrito por la ecuación de continuidad, y la ley de Darcy-Buckingham, combinadas en la denominada ecuación de Richards, incluyendo una función de succión, que representa la absorción del agua por la planta cultivada (Raats, 2001)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k \frac{\partial \psi_w}{\partial z} \right) - S \tag{1}$$

Así la variación de la humedad volumétrica, θ [L^3L^{-3}], con el tiempo, t [T], es igual a la variación espacial, coordenada z [L], del gradiente del potencial graviquímico del agua en el suelo (e.g. Sposito, 1981), ψ_w [L], multiplicado por la conductividad hidráulica, k [LT^{-1}], menos la intensidad de absorción por las raíces, S, [T^{-1}]. Se conocen diferentes soluciones numéricas a esta ecuación, (e.g. Neuman et al., 1975), y hay modelos de amplia aceptación que resuelven diferentes problemas de flujo (e.g. Simunek et al., 1998).

En este trabajo se muestra un método sencillo para describir el flujo de agua en un sustrato cultivado.

2. CARACTERIZACION DE ALGUNOS SUSTRATOS CULTIVADOS

Terés et al. (2008) describieron las curvas de retención de dos sustratos de uso común en el norte de España. Para representar sus datos con una función sencilla se ajustó a estos datos la curva de retención de van Genuchten (1980)

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)\left[1 + (\alpha \psi_m)^n\right]^{-m} \tag{2}$$

en la que θ_r y θ_s [L^3L^{-3}] son las humedades residual y saturada, respectivamente, ψ_m [L], la componente matricial del potencial del agua en el suelo, y α [L^{-1}], n, y m unos parámetros, usando para ello el algoritmo de optimización de Rosenbrock (e.g. Press et al., 2007). La Fig. 1 muestra las curvas de retención ajustadas a los datos experimentales, y en la Tabla 1 se recogen los parámetros resultantes de la optimización, así como el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe, ie_{NS}, (e.g. Beven, 2000).

Tabla 1. Parámetros del ajuste de la ecuación de van Genuchten a los datos de las curvas de retención.

sustrato	θ_s	θ_r	α	n	m	ie_{NS}
	m^3m^{-3}		cm^{-1}			
perlita	0.776	0.134	0.482	4.86	0.0592	0.990
lana de roca	0.941	0.0136	0.0745	2.77	1.96	0.998

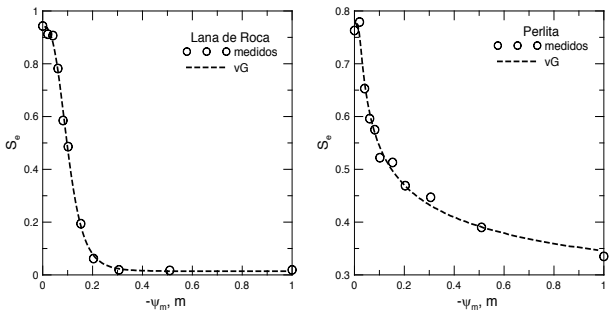


Figura 1. Curvas de retención de van Genuchten, ec. (2), ajustadas a los datos experimentales en un sustrato de perlita y otro de lana de roca, con los parámetros de la Tabla 1. S_e es el grado de saturación efectiva.

Aunque Jarvis (2008) recomendaba unas funciones más sencillas para caracterizar la curva de retención en el dominio de los poros de mayor tamaño en el caso de medios con gran macroporosidad

$$S_{eJ} = \frac{\psi_m^{-\lambda_J} - \psi_{m,mx}^{-\lambda_J}}{\psi_{m,mn}^{-\lambda_J} - \psi_{m,mx}^{-\lambda_J}} \tag{3}$$

siendo S_{eJ} [-] el valor calculado del grado de saturación efectiva según este modelo, λ_J un parámetro, y $\psi_{m,mx}$, y $\psi_{m,mn}$, [L], los valores operativos máximos y mínimos de la componente matricial del potencial del agua en el suelo, respectivamente, esta propuesta no se ajustaba bien a los datos experimentales.

Suponiendo que la conductividad hidráulica de ambos sustratos pueden ser descritas por el modelo de Mualem (1976), o Mualem-van Genuchten, la conductividad relativa $k_r = k/k_s$, siendo k_s [LT^{-1}], la conductividad hidráulica en saturación, es

$$k_r = S_e^{l/2}\left[\int_o^{S_e}\frac{dx}{\psi_m(x)}\right]^2\left[\int_o^{1}\frac{dx}{\psi_m(x)}\right]^{-2} \tag{4}$$

en la que $S_e=(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)$ es el grado de saturación efectiva, se han obtenido, con los parámetros de la Tabla 1 y las ecuaciones (2) y (4) las curvas que se muestran en la Fig. 2.

Los datos de la Fig. 2 indican que la aproximación exponencial de Gardner para la conductividad hidráulica relativa

$$k = k_s e^{\beta\psi_m} \tag{5}$$

es válida para describir el comportamiento de los sustratos en el intervalo de humedades próximas a saturación, aunque en el caso de la lana de roca el ajuste en los extremos muestra una desviación con respecto a los datos. Con esta función exponencial se puede introducir el uso del potencial del flujo matricial, φ, (Gardner, 1958)

$$\varphi = \int_{-\infty}^{\psi_m} k \cdot d\psi_m' \equiv \frac{k}{\beta} \tag{6}$$

lo que reduce la ecuación de flujo a la forma adoptada por Lomen y Warrick (1978)

$$\frac{d\theta}{d\varphi}\frac{\partial\varphi}{\partial t} = \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - \beta\frac{\partial\varphi}{\partial z} - S \tag{7}$$

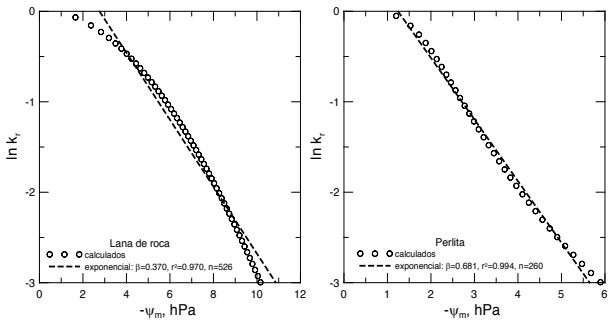


Figura 2. Curvas de conductividad hidráulica relativa calculadas con el modelo de Mualem-van Genuchten usando los parámetros de la Tabla 1 y las ecuaciones (2) y (4), y ajuste a estos datos de la función exponencial de Gardner, con los resultados que se indican para el intervalo próximo a saturación.

3. RESOLUCION DE LA ECUACIÓN DE FLUJO DEL AGUA EN EL SUSTRATO

La adopción del modelo de conductividad hidráulica exponencial y la introducción del potencial del flujo matricial facilitan el desarrollo de una solución analítica como propusieron Lomen y Warrick (1978). Existen otras propuestas más recientes como la de Basha (1999) usando las funciones de Green para resolver flujos multidimensionales, o la de Chen et al. (2001) para diferentes funciones de tiempo que representan los flujos que ocurren en la superficie del suelo.

La solución de Lomen y Warrick (1978) a la ecuación (1) se apoya en el uso de las variables sin dimensiones Z y T

$$Z = \frac{\beta z}{2} \quad T = \frac{\beta^2 Dt}{4} \tag{8}$$

en la que D [L^2/T] es la difusividad hidráulica

$$D = k\frac{d\psi_m}{d\theta} \equiv \frac{d\varphi}{d\theta} \tag{9}$$

De la ecuación (9) se deduce que, si la difusividad es constante, la relación entre el potencial del flujo matricial y la humedad volumétrica es lineal.

Si la condición inicial es

$$\varphi(Z,0) = g(Z) + \lim_{Z\to\infty}\varphi = g(Z) + \varphi_\infty \tag{10}$$

y el flujo en superficie, o condición de contorno, es *υ(T)*

$$-\frac{\partial\varphi}{\partial Z}+2\varphi=\frac{2\upsilon(T)}{\beta}\quad Z=0 \tag{11}$$

Si se tienen en cuenta las siguientes condiciones:
(i) funciones escalonadas en el flujo de agua en superficie

$$\upsilon=\begin{cases}\upsilon_1 & T_0^{(\upsilon)}\le T<T_1^{(\upsilon)}\\ \upsilon_2 & T_1^{(\upsilon)}\le T<T_2^{(\upsilon)}\\ \ldots & \ldots\ldots\ldots\ldots\\ \upsilon_m & T_{m-1}^{(\upsilon)}\le T<T_m^{(\upsilon)}\end{cases} \tag{12}$$

(ii) funciones escalonadas de la función de absorción radical, *S*

$$S(Z,T)=\begin{cases}S_1(T) & T_0^{(S)}\le T<T_1^{(S)}\\ S_2(T) & T_1^{(S)}\le T<T_2^{(S)}\\ \ldots & \ldots\ldots\ldots\ldots\\ S_n(T) & T_{n-1}^{(S)}\le T<T_n^{(S)}\end{cases} \tag{13}$$

y (iii) una función de absorción exponencial

$$S=a\ e^{-bz} \tag{14}$$

siendo *a* y *b* sendos parámetros, que es una opción de las revisadas por Raats (2007), entonces la solución final en variables sin dimensiones es (Lomen y Warrick, 1978)

$$\begin{aligned}\varphi(Z,T)=\ & \varphi_\infty\left[1-\varphi_u(Z,T)\right]\\ & +\frac{1}{\beta}\sum_{k=1}^{j}(\upsilon_k-\upsilon_{k-1})\varphi_U\left(Z,T-T_{k-1}^{(\upsilon)}\right) && T_{j-1}^{(\upsilon)}\le T<T_j^{(\upsilon)}\\ & +\varphi_{S,i}-\sum_{l=1}^{i}\left[\frac{U_l-U_{l-1}}{\beta}\varphi_U\left(Z,T-T_{k-1}^{(S)}\right)+R\left(Z,T-T_{l-1}^{(S)},\varphi_{S,l}-\varphi_{S,l-1}\right)\right] && T_{i-1}^{(S)}\le T<T_i^{(S)}\end{aligned} \tag{15}$$

En esta ecuación, φ_U es la función de respuesta a un pulso unitario,

$$\varphi_U=\left(\frac{4T}{\pi}\right)^{1/2}\exp\left[-\left(\frac{Z}{2T^{1/2}}-T^{1/2}\right)^2\right]+\frac{1}{2}\operatorname{erfc}\left(\frac{Z}{2T^{1/2}}-T^{1/2}\right)-\frac{2Z+4T+1}{2}e^{2Z}\operatorname{erfc}\left(\frac{Z}{2T^{1/2}}+T^{1/2}\right) \tag{16}$$

$\varphi_{S,i}$ es la solución correspondiente al régimen permanente,

$$\varphi_{S,i}(Z)=\frac{a_i}{b_i(b_i+\beta)}\exp\left(-\frac{2b_iZ}{\beta}\right) \tag{17}$$

U_i es la absorción total por unidad de tiempo en cada intervalo de tiempo

$$U_i = \frac{2}{\beta}\int_0^\infty S\, dZ = \frac{a_i}{b_i} \tag{18}$$

y $R(Z,T,\varphi_{S,I})$ es la contribución de la condición inicial al sumando transitorio

$$R\left(Z,T,\varphi_{S,I}\right) = \frac{a_i}{b_i\left(b_i+\beta\right)} R\left(Z,T,e^{-\gamma_i Z}\right) = \frac{a_i}{b_i\left(b_i+\beta\right)} \sum_{j=1}^{3} \zeta_j \operatorname{erfc}\left(\eta_j \frac{Z}{2T^{1/2}} + \chi_j T^{1/2}\right) \tag{19}$$

en la que los parámetros ς_j son

$$\zeta_1 = \frac{\exp\left\{\gamma_j\left[-Z+\left(\gamma_j+2\right)T\right]\right\}}{2} \quad \zeta_2 = \frac{\left(\gamma_j+2\right)\exp\left[\left(\gamma_j+2\right)\left(\gamma_j T+Z\right)\right]}{2\gamma_j} \quad \zeta_3 = \frac{e^{2Z}}{2} \tag{20}$$

y los η_j y χ_j

$$\eta_1 = -1 \quad \eta_2 = \eta_3 = 1 \quad \chi_1 = \chi_2 = \gamma_j + 1 \quad \chi_3 = 1 \tag{21}$$

La Fig. 3 muestra la evolución del potencial del flujo matricial para un caso sencillo similar al propuesto por Lomen y Warrick (1978). Se ha supuesto un valor del coeficiente de la ecuación (5), β = 10 m^{-1}, unos parámetros de absorción (ec. 14), b = 1 m^{-1}, y a = 0, o a = 1.74·10^{-7} s^{-1}, dependiendo del tiempo, como muestra la Fig. 3. Se adopta para la difusividad un valor D = 6.94·10^{-7} m^2s^{-1}, y para el potencial del flujo matricial en el infinito, φ_∞ = 5.79·10^{-9} m^2s^{-1}. Con estos datos un día equivale a T = 1.5. La intensidad del riego como se indica, también en la Fig. 3, es una función escalonada que alterna entre los valores v = 0 o v =3.70·10^{-7} m s^{-1}. Los datos de la figura corresponden a una profundidad Z = 0.1 (z = 0.02 m). Se muestra la aplicación de unos riegos frecuentes, 16 al día de 6 minutos de duración, cada media hora, en el intervalo de las 8:00 a las 16:00.

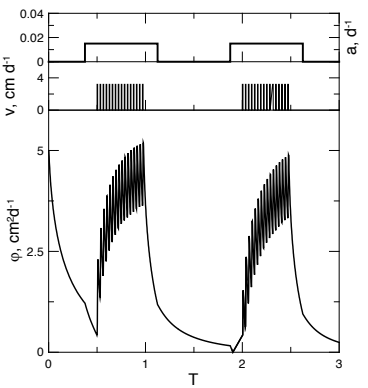


Figura 3. Evolución del potencial del flujo matricial para un medio con las características indicadas en el texto. En la parte superior se muestra la evolución del caudal de riego y la del coeficiente de la ecuación de absorción. El tiempo está normalizado de tal modo que 1 día equivale a $T = 1.5$, y la profundidad equivale a z = 0.02 m.

Los resultados de la ecuación (15) que muestra la Fig. 3 destacan el descenso del potencial del flujo matricial φ que es proporcional a la humedad del sustrato, cuando cesa el suministro externo de agua, lo que puede causar graves daños a la planta. La ecuación (15) constituye una ayuda esencial para el manejo del cultivo en sustratos.

4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS: VALIDEZ DE LAS HIPÓTESIS ADOPTADAS

Aunque a partir de los datos de los sustratos mostrados se pueden obtener relaciones exponenciales entre la conductividad hidráulica relativa y la componente matricial del potencial del agua en el suelo (expresión de Gardner, 1980), es necesario conocer con mayor detalle las variaciones de la curva de retención con el potencial, y determinar experimentalmente la conductividad hidráulica. Los métodos de Chen et al. (1980), Otten (1984), Jones y Or (1998) Nemati et al. (2002), Bougoul et al. (2005), y Valiantzas et al. (2007), entre otros pueden ser adecuados para ello.

Como destacan Chen et al. (2001) la aplicación estricta de las relaciones exponenciales entre la conductividad hidráulica, e incluso la humedad, con la componente matricial del potencial del agua en el suelo, exige que el coeficiente del exponente sea el mismo. Sin embargo, esta condición no parece tan estricta a juzgar por los buenos resultados de Ben-Asher et al. (1978).

Si no se conocen las expresiones que caracterizan la absorción del agua por la planta, se pueden combinar ambos flujos, el del riego y el de la extracción por la planta en forma de funciones, con lo que las soluciones analíticas de Chen et al. (2001), basadas en ecuaciones deducidas previamente por Carslaw y Jaeger (1959), pueden ser de gran utilidad.

Muchas de las ecuaciones comentadas suponen el suelo como un medio semi-infinito, lo que puede ser difícil de asimilar a un sustrato de cultivo. Sin embargo, las limitaciones que imponen el desarrollo de las raíces, y las características hidrofísicas del medio pueden permitir el uso de tales soluciones.

Otro problema más grave puede ser la modificación temporal de las propiedades del medio. En primer lugar, la histéresis en la curva de retención de agua, que es evidente en algunos de los ejemplos de Chen et al. (1980), van Noordwijk y Raats (1980), y Bougoul et al. (2005) entre otros. También la curva de la conductividad hidráulica puede mostrar ramas de histéresis con distintos valores para humectación y desecamiento (Naasz et al., 2005). En el caso que la histéresis sea importante, es posible incluirla en las soluciones analíticas, aunque con limitaciones como el uso de las ramas principales de desecación y humedecimiento. La variación temporal de la geometría del sustrato o de las relaciones hídricas plantea un problema más grave que requeriría la adopción de métodos numéricos de solución, que, si bien son más flexibles, proporcionan una peor perspectiva del flujo.

Otro aspecto importante es la determinación del estado de entrada o salida del aire, considerado por Nemati et al. (2002), pues al truncar la función de la curva de retención, pueden alterar la solución analítica.

Finalmente, es necesario incluir, además del flujo del aire, y el estado de aireación del medio (Naasz et al., 2009), el flujo de solutos, nutrientes y sales, pues la nutrición de los cultivos en estos medios es fundamental (e.g. Raats, 1980).

5. CONCLUSIONES

Siendo complejo el flujo del agua en un medio poroso con grandes poros como en los sustratos de cultivo, hay unas soluciones sencillas que pueden servir para orientar su manejo, como se ha mostrado.

Destaca el descenso rápido del potencial del flujo matricial una vez finalizada la secuencia diaria de riegos, lo que constituye un factor crítico del cultivo.

Aunque estas soluciones pueden ser muy útiles para la programación y control de los cultivos en sustratos, es preciso determinar con precisión las características del sistema como los parámetros de los modelos y las influencias de procesos como la histéresis, que alteran los resultados presentados.

REFERENCIAS

Basha, H.A., 1999. Multidimensional linearized nonsteady infiltration with prescribed boundary conditions at the soil surface. *Water Resour. Res.* 35, 75-83.

Ben-Asher, J., D.O. Lomen y A.W. Warrick., 1978. Linear and nonlinear modes of infiltration from a point source. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42, 3-6.

Beven, K.J., 2000. Rainfall-runoff modeling. The primer. Wiley. Chichester.

Bougoul, S., S. Ruy, F. de Groot y T. Boulard. 2005. Hydraulic and physical properties of stonewool substrates in horticulture. *Scient. Hort.* 104, 391-405.

Caron, J., D.E. Elrick, R. Beeson y J. Boudreau, 2005. Defining capillary rise properties for growing media in nurseries. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 794-806.

Carslaw, H.S. y J.C. Jaeger., 1959. Conduction of heat in solids. 2ª ed. Oxford Univ. Press. Oxford.

Chen, J.-M., Y.-C. Tan, C.-H. Chen y J.-Y. Parlange., 2001. Analytical solutions for linearized Richards equation with arbitrary time-dependent surface fluxes. *Water Resour. Res.* 37, 1091-1093.

Chen, Y., A. Banin, e Y. Ataman., 1980. Characterization of particles and pores, hydraulic properties and water-air ratios of artificial growth media and soils. ISOSC Proc. Fifth Intl. Cong. Soilless Culture, 18-24 may, Wageningen. pp. 63-82.

Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-232.

Jarvis, P.C., 2008. Near-saturated hydraulic properties of macroporous soils. *Vadose Zone J.* 7:1302-1310.

Jones, S.B. y D. Or., 1998. Design for optimal gas and liquid fluxes to plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 563-573.

Lomen, D.O. y A. Warrick, 1978. Time-dependent solutions to the one-dimensional linearized moisture flow equation with water extraction. *J. Hydrol. 39*, 59-67.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res*. 12, 513-522.

Naasz, R., J.-C. Michel y S. Charpentier., 2005. Measuring hysteretic properties of peat and pine bark using a transient method. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 13-22.

Naasz, R., J. Caron, J. Legault y A. Pichette, 2009. Efficiency factors for bark substrates: biostability, aeration, or phyto-toxicity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 780-791.

Nemati, M.R., J. Caron, O.Bantom y P. Tardif., 2002. Determining air-entry value in peat substrates. Soil Sci. Soc. Am. J. 66, 367-373.

Neuman, S.P., R.A. Feddes, y E. Bresler., 1975. Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots, I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 224-230.

Otten, W., 1994. Dynamics of water and nutrient in potted plants induced by flooded bench fertigation: experiments and simulation. Doct. Diss. Agricultural University. Wageningen.

Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.H. Vetterling y B.P. Flannery., 2007. Numerical recipes. 3ª ed. Cambridge Univ. Press. Cambridge.

Raats, P.A.C., 1980, The supply of water and nutrients in soilless culture. ISOSC Proc. Fifth Intl. Cong. Soilless Culture, 18-24 may, Wageningen. pp. 53-62.

Raats, P.A.C., 2001. Developments in soil-water physics since the mid 1960s. *Geoderma* 100, 355-387.

Raats, P.A.C., 2007. Uptake of water from soils by plant roots. *Transp. Porous. Med.* 68, 5-28.

Simunek, J., K. Huang, y M. Th. van Genuchten., 1998. The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 6.0, Research Report No. 144, U.S. Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, California.

Sposito, G., 1981. The thermodynamics of soil solutions. Oxford Univ. Press., Oxford.

Terés, V., 2001. Relaciones agua-aire en sustratos de cultivo como base para el control de riego. Metodología de laboratorio y modelización. Depto. de Producción Agraria. Universidad Politécnica de Madrid. Publicada como Tesis Doctorales nº 43. Servicio de Publicaciones del Gobierno Vasco. Vitoria Gasteiz (http://www.habe.euskadi.net/s23-4728/es/contenidos/informe_estudio/tesis_doctorales/es_agripes/adjuntos/tesis_doctoral43.pdf).

Terés V., M. Abad, E. Sainz de la Maza, y M. Lezaun., 2008. Conductividad hidráulica y capacidad de contenedor en control de riego en sustratos. IX Jornadas de Sustratos, Actas de Horticultura nº 53. Pamplona. pp. 43-49.

Valiantzas. J.D., P. Londra y A. Sassalou., 2007. Explicit formulae for soil water diffusivity using the one-step outflow technique. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71, 1685-1693.

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.

van Noordwijk y P.A.C. Raats, 1980. Drip and drainage systems for rockwool cultures in relation to accumulation and leaching of salts. ISOSC Proc. Fifth Intl. Cong. Soilless Culture, 18-24 may, Wageningen. pp. 279-287.

ÁREA TEMÁTICA V

ESTUDIOS SOBRE LA CONTAMINACIÓN Y MÉTODOS DE REMEDIACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

LA INFILTRACIÓN-PERCOLACIÓN COMO SISTEMA DE DEPURACIÓN AVANZADA DE AGUAS RESIDUALES POR ZONA VADOSA

Montserrat Folch[1]*, Miquel Salgot[1] y François Brissaud[2†]

1: Institut de Recerca de l'Aigua de la Universitat de Barcelona
Unitat d'Edafologia. Facultad de Farmacia
Universitat de Barcelona
Joan XXIII, s/n. 08028, Barcelona, España
e-mails: mfolch@ub.edu; salgot@ub.edu
2: Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier
USTL, Montpellier II
CC 57, Université Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 5, France
e-mail: brissaud@msem.univ-montp2.fr

Palabras clave: Infiltración-Percolación, aguas residuales, depuración avanzada, procesos

RESUMEN. *Los tratamientos del agua residual, tanto los secundarios como los de regeneración o los avanzados se pueden llevar a cabo mediante tecnologías blandas, que suelen tener una huella energética reducida. Estas tecnologías se basan en potenciar mecanismos naturales como los que se dan en suelos y zonas vadosas, en que los aportes de oxígeno desde la atmósfera, la formación de biopelículas y otros mecanismos permiten actuar sobre diversos contaminantes de las aguas residuales. Entre estas tecnologías se encuentra la denominada Infiltración-Percolación modificada (IPm) de la que hay numerosas instalaciones en Francia y algunas en España. Se analiza la eficiencia de la depuración mediante este sistema en las instalaciones españolas, explicándola en función de los mecanismos naturales en suelos y zonas vadosas. La IPm presenta resultados excelentes por lo que respecta a desinfección, eliminación de sólidos en suspensión y transformación del nitrógeno.*

ABSTRACT. *Wastewater treatment, either secondary, advanced, or for reclamation, can be successful if extensive technologies, with reduced energy footprints, are employed. Soft or extensive technologies are usually based in natural mechanisms, with efficiency increased artificially, like the ones found in soil or vadose zones. In these systems, oxygen supply from the atmosphere, biofilm formation and other natural mechanisms allow the reduction or elimination of pollutants found in wastewater. IPm (Infiltration-percolation modified) can be included among soft technologies. Hundreds of such facilities can be found all over France, but only several units in Spain. Some Spanish IPm filters are described and its treatment results analyzed in relation with the natural mechanisms acting in soils and vadose zones. The IPm facilities have shown to be an excellent treatment for disinfection, suspended solids removal and nitrogen transformation.*

1. INTRODUCCIÓN

La regeneración de aguas residuales para su reutilización posterior puede llevarse a cabo mediante tecnologías extensivas o intensivas. Entre las últimas han destacado en los últimos años las zonas húmedas construidas y la infiltración-percolación, como tecnologías cuyas instalaciones se construyen en superficie, y los sistemas SAT y similares como tecnologías en profundidad en las que se emplean los suelos y acuíferos para el tratamiento del agua. En ambos casos se aprovecha la capacidad de autodepuración de la zona vadosa, que puede estar o no saturada de agua en el momento de la depuración; es decir se puede trabajar en aerobiosis o anaerobiosis.

El concepto del empleo de suelos, dunas, riberas de río o estructuras similares es relativamente antiguo, incluso si nos remontamos a los inicios del saneamiento colectivo considerado como ciencia. Los antecedentes son los

campos de aplicación de agua residual en Alemania o Francia, que se emplearon durante bastantes décadas para la eliminación de las aguas residuales, con lo que se preservaba a los ríos de la contaminación causada por el vertido directo de aguas residuales (Vedry et al., 2001).

En los últimos años se está prestando especial atención a las tecnologías blandas o extensivas de regeneración de aguas residuales, puesto que su huella energética es reducida y permiten obtener efluentes de calidad adecuada para la reutilización.

Las tecnologías extensivas se basan en intentar potenciar mecanismos naturales, como los que se dan en las zonas vadosas naturales, en las que los aportes de oxígeno desde la atmósfera, la formación de biopelículas y otros mecanismos aerobios/anaerobios permiten actuar sobre diversos contaminantes de los efluentes de depuradora

La técnica fue evolucionando a lo largo de los años correspondientes a la mitad del siglo 20, y hasta los años 80, desembocando en los sistemas de percolación a través de dunas en la costa este de los USA y en algunos lugares de la costa atlántica de Francia; en los sistemas tipo SAT en Arizona y otros lugares de USA, o los MAR (Managed Aquifer Recharge) descritos en Australia. La característica común a todos estos lugares es que se emplean estructuras naturales y el agua se considera perdida o bien se recupera del acuífero.

Una evolución de estos sistemas ha sido la Infiltración-Percolación (IP), que tomó carta de naturaleza en Francia a partir de los años 70 del siglo pasado, inicialmente con el nombre de geosaneamiento (Brissaud y Joseph, 1989). La IP es un sistema de tratamiento de aguas residuales por filtro de arena calibrada, con alimentación secuencial y recuperación de agua.

También cabe destacar los sistemas denominados zonas húmedas construidas (ZH) o humedales construidos, que pueden ser de flujo vertical u horizontal; este último subsuperficial. En ambos casos se trabaja teóricamente con un flujo principalmente de tipo pistón, aunque la diferencia fundamental radica en que los de flujo vertical (ZHfv) son sistemas básicamente aerobios.

2. DESCRIPCION DE LOS SISTEMAS IP

La infiltración-percolación modificada (IPm) se clasifica como tecnología blanda y dentro de los sistemas edáficos complejos, ya que utiliza suelos naturales o aportados como medio de depuración. La IPm es un proceso de depuración aerobio, que consiste en infiltrar aguas residuales urbanas previamente decantadas o efluentes secundarios, a razón de algunos centenares de litros por metro cuadrado y por día, a través de un espesor de arena aportada.

En sus inicios, esta técnica trabajaba con sistemas edáfico/geológicos “in situ”, constituidos por espesores de arena considerables, de hasta 30 o más metros. El agua se depositaba sobre el terreno en una sola aplicación, hasta alcanzar una altura determinada y se dejaba percolar lentamente, en condiciones casi totalmente anaerobias. Una vez el agua alcanzaba la capa freática, se perdía o era recuperada del acuífero al cabo de un tiempo considerable.

La infiltración-percolación fue objeto de importantes programas de investigación en los E.E.U.U., a nivel de laboratorio y en instalaciones piloto. Los estudios de Flushing Meadows, cerca de Phoenix (Arizona), entre 1967 y 1977 son puntos de referencia esenciales en la historia de esta técnica. En 1981, la Environmental Protection Agency (E.P.A.) censó más de 320 instalaciones de este tipo en los Estados Unidos, de las cuales más de la mitad se situaban en California. Actualmente, estas instalaciones siguen funcionando sin problemas siempre que su gestión haya sido correcta (Brissaud y Lesavre, 1993).

Este sistema de tratamiento fue adoptado en otros países con ciertas modificaciones, sobre todo en Francia e Israel. El proyecto de la región de Dan, en Israel, está considerado como una de las operaciones de infiltración percolación más grandes del mundo, con un caudal anual tratado de $120 \cdot 10^6$ m^3. En este lugar, los efluentes de un tratamiento por lodos activados se infiltran en una formación de arena de duna y percolan a través de 30-40 m de zona no saturada, antes de recargar una capa freática que posteriormente se explota según las necesidades de riego de una gran región del país (Shelef, 1991). En Francia, el primer sistema de infiltración percolación se instaló en 1981 en el cordón dunar de Port Leucate, donde se infiltran los efluentes secundarios producidos durante la temporada turística, alimentando una capa freática. Actualmente, existen en Francia varios cientos de instalaciones de infiltración percolación de este tipo y otros más evolucionados (Brissaud, 1993).

A finales de la década de los 80, se desarrolló en Francia la denominada **Infiltración Percolación modificada (IPm)** con el fin de conseguir una mayor independencia del contexto hidrogeológico y extender así el ámbito de aplicación de la infiltración percolación. El suelo del lugar fue sustituido por arena aportada y se introdujeron sistemas de impermeabilización de fondo, y en consecuencia de drenaje.

La IPm ha sido objeto de una serie de mejoras con respecto a la estandarización del tamaño del material filtrante, al reparto de los efluentes en la superficie de infiltración y al régimen de los aportes. Estos avances se han ido produciendo a medida que se han ido desarrollando los fundamentos teóricos de la técnica y ésta ha ido perdiendo su carácter empírico inicial (Brissaud, 1993).

En las primeras instalaciones de IPm, el material de relleno fue material procedente del cauce de un río sin clasificarlo por tamaño, pero no se obtuvieron resultados adecuados. En desarrollos posteriores, se llegó a la conclusión de que el mejor material era la arena de entre 0,2 y 1 mm de diámetro equivalente, tamaño luego extendido a 2 mm para algunos casos concretos.

En cuanto a la aplicación del agua al lecho filtrante, uno de los problemas iniciales fue conseguir un reparto homogéneo en todo el sistema. Las primeras instalaciones tenían uno o, como mucho, dos puntos de aplicación en uno de los extremos, lo que causaba desigualdades de aplicación y que en las cercanías del punto de vertido aparecieran caminos preferenciales de infiltración y encharcamientos. Como consecuencia, se producían colmataciones puntuales y pérdidas de capacidad total de depuración. En sistemas posteriores se recurrió a aplicaciones longitudinales, que mejoraron el reparto pero se demostraron insuficientes para homogeneizar el volumen de efluente aplicado en cada punto concreto (Brissaud et al., 1991).

La IPm llegó a España en 1991 donde se introdujeron mejoras en la aplicación. Por una parte se utilizó un pivote de riego por aspersión para el reparto del agua en superficie y por otra se implantó césped en la zona de infiltración. Con esto, se consiguió una entrada del agua en toda la superficie, lo que asegura a efectos prácticos un reparto homogéneo en toda la superficie filtrante; a lo que ayuda el césped. El último desarrollo en este sentido es el uso de sistemas de aplicación subsuperficial empleando líneas de goteros (Tabla 1). En otro sentido, y para asegurar la renovación de aire en el interior del macizo de filtración se comenzaron a situar en el filtro sistemas internos de aireación. Los primeros ensayos se habían realizado en el Grau du Roi (Brissaud et al., 1991) y luego se implantaron en las instalaciones españolas.

La primera planta de demostración en España se construyó entre 1991 y 1992 en la depuradora de Vall-Llobrega (Girona), a ésta siguieron la de Sant Lluís (Menorca) y la de Piera (Barcelona); actualmente también se encuentran instalaciones en Torrevieja (Alicante), Hostalets de Pierola (Barcelona) y Bétera (Valencia), además de una segunda unidad en Sant Lluís.

La característica diferencial de la IPm respecto a otros sistemas similares, es que se distribuye el agua a depurar en varias "dosis" a lo largo del día. Los primeros sistemas americanos tenían un modelo de aplicación basado en un único aporte, que se infiltraba en un tiempo que no solía ser inferior a varias semanas. El área de infiltración debía dejarse en reposo durante un tiempo prolongado. El sistema era casi completamente anaerobio. Posteriormente, y ya en Europa, a fin de trabajar con un sistema aerobio, se diseñó un reparto secuencial del efluente. Se trataba de distribuir un cierto volumen por unidad de superficie en varias aplicaciones a lo largo de un tiempo determinado.

La aplicación de efluente con un modelo como el descrito debe permitir el desarrollo de un cultivo bacteriano específico sobre la base de filtración, arena calibrada. En la actualidad, la IPm se puede definir como un proceso de película microbiana, aerobio, secuencial o discontinuo, y que adicionalmente ofrece características de filtro.

3. MECANISMOS DE TRATAMIENTO

Los autores que han trabajado con sistemas IP (Folch et al., 2001, Bancolé et al., 2003) describen los mecanismos como los de un proceso de depuración que utiliza un sistema teórico de suelo como filtro y como reactor biológico aerobio. La discusión sobre los mecanismos de tratamiento de la IPm se ha basado tradicionalmente en la comparación con otros procesos de depuración de agua residual. Se suele considerar el lecho de filtración únicamente como una zona vadosa, aunque existen intervenciones discrepantes que señalan que coexisten en el sistema mecanismos propios de un suelo. Puesto que una variante de la IPm incluye la presencia de césped en superficie, el filtro pasa a ser un sistema SPAC (continuo suelo-planta-atmosfera) en el

que la vegetación ejerce diversos papeles, desde un papel puramente físico de fijación de la arena, en instalaciones en las que se dan vientos fuertes, y de mejora de la distribución superficial hasta roles variados de eliminación de nutrientes y mejora de los procesos de percolación por la acción de las raíces de la vegetación. También hay una cierta evaporación del agua y ocasionalmente problemas de reducción de la velocidad de paso si no se gestiona bien la vegetación y se produce una capa de fieltro (*thatch*) impermeable.

El sistema, poroso por definición, actúa sobre la carga contaminante del agua mediante tres mecanismos básicos: (a) filtración superficial, (b) oxidación biológica, (c) desinfección.

Por otra parte, en el momento en que el agua comienza a percolar e infiltrarse en la arena se inicia una serie compleja de interacciones de tipo físico, químico y microbiológico.

Aunque se sabe que los microcontaminantes orgánicos son eliminados, al menos en parte, por los sistemas de IPm (Romero et al. 2003), todavía no se conocen exactamente los mecanismos de degradación que en principio debería ser aeróbica, suponiéndose que la biopelícula ejerce una acción importante en el proceso.

3.1. Mecanismos físicos

El sistema es inicialmente un filtro de arena de diámetro definido que actúa como un suelo o como una zona vadosa, con una textura adecuada, en la que se dan mecanismos relacionados con el tamaño del sustrato. En este sentido, Porta et al. (2003) indican que el suelo es un sistema de tres fases; una fase sólida formada por los componentes inorgánicos y los orgánicos, que dejan un espacio de huecos (poros, cámaras, galerías, grietas y otros) en el que se hallan las fases líquida y gaseosa.

En la IPm se aplica agua residual de forma que, en un filtro y funcionamiento ideal, la fase sólida es casi exclusivamente arena, en la que se desarrolla una biopelícula de espesor variable en función de la gestión de la aplicación. Según el grado de desarrollo de la película en un instante determinado, la permeabilidad es distinta. En un filtro en funcionamiento normal, en el momento en que se inicia el paso del agua la biopelícula reanuda su actividad hinchándose y reduciendo el tamaño de poro y por tanto la velocidad de infiltración. Cuando cesa el aporte de agua la biopelícula recupera su tamaño inicial, y, en consecuencia, al mismo tiempo vuelve a aumentar la capacidad de infiltración. El tamaño de la arena debe ser suficientemente grande para que el tamaño de poro permita el paso del agua y del aire incluso cuando la biopelícula alcanza su mayor espesor (no hay colmatación), pero al mismo tiempo lo suficientemente pequeña para que la velocidad de paso del agua no sea demasiado rápida en relación con las cinéticas de oxidación.

En el momento de la aplicación del agua, el macizo de arena actúa como filtro en el sentido físico del término y retiene los sólidos en suspensión en superficie. El tamaño de los sólidos retenidos variará en función del tamaño de la arena y de si sus poros se hallan o no obstruidos – total o parcialmente – por la materia orgánica de la aplicación anterior o por algún otro componente del agua a tratar (como pueden ser las grasas). Figura 1

Perfil del filtro		
	1. Zona de aplicación de agua (superficie) por pivote, goteros, medias cañas, etc.	Puede formarse costra por retención de SS
	2. Intervalo aerobio entre el paso de 2 frentes de agua	Arena calibrada en 1,5 m
	3. Zona con poros temporalmente saturados (paso del frente con agua)	Zona con biopelícula oscilante (Aumenta con el paso del frente de agua, se reduce en los intervalos
	4. Zona no saturada	Puede contener un sistema de aireación pasiva
	5. Intervalos en que la biopelícula retiene agua y materia orgánica (coloidal) que se degrada. Otras interacciones: oxidación de nitratos, desinfección…	Alternan en profundidad zonas saturadas y no saturadas
Drenaje	6. Agua libre	Gravas y tuberías: 40 cm aprox.

Figura 1. Paso del agua a través de un sistema de IPm

La fase semisólida (la biopelícula) entra en contacto con el agua que fluye y capta materia orgánica coloidal o disuelta y nutrientes para su crecimiento. Como consecuencia, la materia orgánica que ha percolado con el agua se degrada.

Por tanto, los sólidos en suspensión (SS) son retenidos en la superficie del macizo filtrante y con ellos una parte de la contaminación orgánica (DQO particulada) y una parte de los microorganismos patógenos. La efectividad del proceso dependerá teóricamente del tamaño de partícula, en este caso del diámetro equivalente del grano de arena. Este tamaño definirá el diámetro de poro y por tanto la capacidad de filtración.

Además de la filtración y el intercambio con la película, pueden producirse fenómenos de absorción y adsorción en la biopelícula o en el material filtrante.

Para que el proceso funcione correctamente es necesario que el agua aportada no tenga finos en cantidad apreciable (e.g. arcillas) ni elementos que se adhieran a la superficie de las partículas o que formen capas impermeables en superficie, como las grasas y aceites.

En términos físicos, también puede describirse que la fase gaseosa y su composición dependerán de los patrones de flujo de agua. En general, el paso de los diferentes frentes de agua por el filtro crea un vacío posterior que es llenado por aire de la atmósfera que contiene un 20% de oxígeno. El agua percolante también contribuye aunque en menor medida a introducir oxígeno en el medio. Los gases resultantes de la degradación aerobia de la materia orgánica serán arrastrados por el agua o bien pasarán a la atmósfera del suelo.

3.2. Mecanismos químicos

En cualquier suelo o zona vadosa pueden describirse procesos relacionados con la materia orgánica o con los componentes inorgánicos.

El medio granular constituye un reactor biológico, un soporte de gran superficie específica sobre el que se fijan y desarrollan las bacterias responsables de la oxidación de la carga contaminante: materia orgánica, nitrógeno orgánico y amoniacal. Para ello se requiere oxígeno que proviene de la fase gaseosa del suelo y de los intercambios gaseosos con la atmósfera, tal como se ha indicado.

Como en todos los procesos biológicos, la oxidación de la materia orgánica es paralela a un proceso de desarrollo bacteriano. Hay un riesgo de colmatación interna del macizo filtrante si la producción de biomasa no está equilibrada por los procesos biológicos que la regulan. Los procesos de oxidación de la materia orgánica y del nitrógeno en el curso de una infiltración intermitente han sido estudiados mediante un modelo numérico (Bancolé et al., 2003). La calibración de este modelo se efectuó empleando datos experimentales de un sistema de tratamiento situado en Mazagón (Mottier et al., 2000). El modelo permite prever el desarrollo de la biomasa y definir un modelo de gestión que mantenga en un máximo la capacidad de depuración de la IPm.

Por otra parte, se dan también en el reactor o filtro de arena fenómenos de adsorción y de intercambio iónico, considerados como reacciones de superficie. Porta et al. (2003) señalan que los elementos químicos del suelo pueden ocupar distintas posiciones, de las que en un sistema como la IPm interesan:

- Elementos inmovilizados en una estructura mineral cristalina, en aluminosilicatos amorfos y en compuestos orgánicos.
- En la interfase sólido-líquido, localizados en la superficie de determinadas partículas y en su área de influencia, teniendo lugar reacciones de superficie con uniones de distintos tipos entre el elemento y la superficie.
- En la fase líquida. El agua contendrá elementos en solución y material coloidal soluble o pseudosoluble. Al secarse el filtro precipitan y al añadir agua vuelven a disolverse.

Todos estos elementos presentan una elevada movilidad, pudiendo ser transportados hasta el fondo del filtro y luego eliminados con el percolado. En general, los fenómenos que se dan en un sistema IPm dependerán casi exclusivamente de la arena y de la biopelícula fijada, ya que por definición no habrá arcilla en el sistema. Debido a esto, se deberá trabajar en fenómenos de adsorción y de intercambio, excluyéndose la distribución de iones en sistemas arcilla-agua, mucho más compleja.

3.3. Mecanismos biológicos

La actividad biológica en los sistemas IPm está relacionada principalmente con la presencia de biopelícula que se desarrolla sobre los granos de arena. En el caso de que se haya plantado césped en el filtro, puede describirse una cierta influencia de la vegetación, especialmente de su zona radicular, en el sistema aunque

comparativamente no será muy importante.

Aparte de los procesos de degradación de la materia orgánica, es importante en los sistemas de IPm bien gestionados y no sobrecargados la transformación del nitrógeno en formas reducidas a nitratos (Folch 1999).

En la IPm es importante como fenómeno biológico la eliminación de microorganismos patógenos conseguida en el sistema por mecanismos, de filtración mecánica, adsorción y degradación microbiológica. La eficacia de esta eliminación (equivalente a una desinfección) es uno de los mayores intereses del proceso, y está muy ligada al tiempo de residencia del agua en el macizo filtrante y a la calidad de la oxidación. En este sentido cabe indicar que la gestión (volumen de agua en cada aplicación, tiempo entre dos aplicaciones sucesivas, períodos de reposo…) tiene una influencia clara en la efectividad de la desinfección (Folch, 1999). También se han descrito (Auset, 2002) mecanismos de predación por parte de organismos de la biopelícula, especialmente protozoos.

4. RESULTADOS

Desde 1992 se han efectuado controles analíticos físico-químicos y microbiológicos a la entrada y salida de varios sistemas de IP. Se incluyen datos de dos depuradoras de Cataluña con IPm como terciario (Palamós y Piera); de otra depuradora de Catalunya (Els Hostalets de Pierola) con IPm como tratamiento secundario; así como de los sistemas IPm de Bétera (Valencia) y Sant Lluís (Baleares) en que la IPm es terciario.

Tabla 1. Descripción de los sistemas IPm de los que se incluyen datos en este trabajo.

EDAR	Año de construcción	Superficie útil (m^2)	Tipo de riego	CU Material de relleno (arena)	Tipo de efluente aplicado	Carga hidráulica (m/día)
Vall-Llobrega/ Palamós	1992	575	Superficial	2,2	secundario	0,527
Piera	1996	428	Superficial	2,18	secundario	0,514
Sant Lluís	1994	1254	Superficial	2,0	secundario	0,502
Els Hostalets de Pierola	1998	875	Superficial	10	primario	0,285
Bétera	2005	144	Sub-superficial	3,61	secundario	0,496

CU: coeficiente de uniformidad de la arena

Tabla 2: Media de los resultados físico-químicos del agua en los filtros de IPm en las depuradoras de Vall-Llobrega/Palamós, Piera, Sant Lluís, Els Hostalets de Pierola y Bétera.

EDAR	E SS	S SS	E DQO	S DQO	E $N\text{-}NH_4^+$	S $N\text{-}NH_4^+$	E-$N\text{-}NO_3^-$	E-$N\text{-}NO_3^-$
Vall-Llobrega/ Palamós	10,6	2,0	117,2	50	31,7	1,99	0,3	45,6
Piera	15,6	i.l.d	57,8	25	3,9	1,8	7,6	8,0
Sant Lluís	31,6	4,1	83,6	45,3	1,09	1,07	25,8	28,0
Els Hostalets de Pierola	171	13,1	540	99,4	55,1	9,3	0,8	30,0
Bétera	95,0	6,0	71,0	22,5	n.d.	n.d	n.d	n.d

E: datos analíticos de agua de entrada. S: datos analíticos de agua de salida. n.d.: datos no disponibles. i.l.d.: inferior al límite de detección.

Tabla 3: Media de los resultados microbiológicos del agua en los filtros de IPm en las depuradoras de Vall-Llobrega/Palamós, Piera, Sant Lluís, els Hostalets de Pierola y Bétera.

EDAR	E. Coliformes fecales Log(ufc/100ml)	S. Coliformes fecales Log(ufc/100ml)	E. Bacteriofagos somáticos Log(ufp/100ml)	S. Bacteriofagos somáticos Log(ufp/100ml)
Vall-Llobrega-Palamós	4,9	1,2	2,3	1,4
Piera	3,8	1,2	1,4	0,9
Sant Lluís	4,8	1,8	2,7	1,5
Els Hostalets de Pierola	7,2	3,7	6,0	2,1
Bétera	4,0	1,7	4,2	1,0

E: datos analíticos de agua de entrada. S: datos analíticos de de agua de salida. n.d.: datos no disponibles.

En las tablas 2 y 3 se recoge la media de los resultados de los parámetros más significativos, físico-químicos y microbiológicos, obtenidos durante los periodos de varios años en los que se realizaron controles analíticos.

Los resultados obtenidos, todos ellos con datos de más de dos años y en el caso más desfavorable de no menos

de 25 muestras, han sido excelentes, consiguiéndose reducciones importantes en sólidos en suspensión, turbidez y materia orgánica, como se puede apreciar en la Tabla 2. También se puede indicar que se consigue una transformación del nitrógeno desde formas amoniacales a nitratos. Además se consigue desinfección adicional en este tipo de sistemas, dando calidades de agua aceptable para algunos de los usos propuestos en reutilización (Tabla 3). Hay que señalar que en ningún caso se han encontrado resultados positivos en los análisis de huevos de nematodo.

5. DISCUSION

En el contexto de la depuración mediante sistemas IPm, que se basan en utilizar las posibilidades que suelo y subsuelo brindan para mejorar la calidad de las aguas aplicadas en superficie, se puede señalar que:

- Por lo que respecta a los sólidos en suspensión y coloidales, se ejerce una acción de filtro que permite una reducción casi total de los mismos. Esta acción se debe tanto a la porosidad (acción pura de filtración) como a la retención en profundidad, tal como sucede en los suelos y formaciones de arena naturales. El cambio secuencial en el interior del filtro del diámetro de paso – desarrollo y resorción de la biopelícula - contribuye también a una mejora de la calidad por lo que respecta a la eliminación de sólidos en suspensión
- Tal como sucede en la aplicación de materia orgánica a los suelos, se describe una asimilación, llegándose a valores de DQO relativamente reducidos, que suelen corresponder, en los terciarios, a la materia orgánica muy refractaria a la degradación. En el caso del sistema secundario, el valor alcanzado permite el vertido a cauce público sin ningún problema. Esta degradación es atribuible a la acción de la biopelícula sobre el agua que circula por el filtro y a la capacidad de renovar la fase gaseosa por aire atmosférico fresco rico en oxígeno. En las IPm que alcanzan profundidades de más de 1 m de material filtrante, la degradación puede asimilarse a lo que sucede en la zona por debajo de los suelos, en la que se puede llegar a dar un funcionamiento anaerobio que contribuye a la eliminación de la DQO gracias a la desnitrificación.
- Los mecanismos de transformación de nitrógeno desde formas reducidas a oxidadas son muy activos, aunque deben estudiarse en más detalle para garantizar su continuidad según los mecanismos de gestión. Este papel es atribuible a las condiciones aerobias predominantes durante la mayor parte del tiempo y a la acción de los microorganismos adecuados, tal como sucede en los suelos bien aireados. La pequeña parte del tiempo que el sistema permanece en anaerobiosis o anoxia (subsuelo o suelo inundado) contribuye a los mecanismos globales de eliminación del nitrógeno del agua. En general, se acepta que la biopelícula ejerce una acción sobre los nutrientes, fijándolos o transformándolos, como en los suelos. En las ocasiones en que los filtros se colmatan, se ha podido observar que la transformación a nitratos desaparece prácticamente, aumentando la desnitrificación si se dan las condiciones adecuadas
- Por lo que respecta a la desinfección hay que señalar que tal como sucede en los suelos, una parte de la eliminación es debida a la retención de los sólidos en suspensión que albergan una gran cantidad de microorganismos; la otra a los procesos propios de desinfección que en suelos son los de predación, competencia microbiana y muerte natural. Aunque los valores encontrados difieren según sea el tratamiento secundario o terciario, se puede garantizar una buena eliminación de coliformes fecales. Por lo que respecta a los bacteriófagos, hay menos datos y la efectividad parece menor. De todas formas, su comportamiento en los suelos difiere del de las bacterias (coliformes, por ejemplo) por su tamaño y condiciones externas de carga eléctrica (fenómenos de adsorción/desorción). La eliminación es mayor cuando el sistema trabaja como secundario; lo cual es lógico.

Como consecuencia, la gestión de estos sistemas debe basarse, tal como acontece en la agricultura, en el mantenimiento durante la mayor parte del tiempo de condiciones aerobias, lo que permite una mayor velocidad de la mayor parte de mecanismos propios del tratamiento avanzado del agua.

6. CONCLUSION

La IPm como método de tratamiento secundario o terciario:

- Genera efluentes con una reducción considerable de los sólidos en suspensión, llegándose a niveles de no detección. Esta característica es muy importante en reutilización, puesto que permite que las

desinfecciones posteriores tengan rendimientos excelentes, siendo especialmente indicada para la radiación ultravioleta.
- Reduce de forma muy importante la cantidad de materia orgánica, permitiendo el vertido o la reutilización del agua regenerada y reduciendo los problemas asociados a la formación de biopelículas en los sistemas de distribución y la de sedimentos en los sistemas de almacenaje.
- Permite la transformación del nitrógeno reducido a formas oxidadas que reducen el impacto del vertido y facilitan tratamientos posteriores del agua.
- Consigue por sí misma una desinfección (eliminación de coliformes fecales, bacteriófagos y huevos de nematodo) que constituye una barrera importante para la reducción del riesgo asociado a la reutilización de agua regenerada.

Es preciso ajustar los modelos de gestión de este sistema de tratamiento, estableciendo una metodología clara de explotación que tenga en cuenta básicamente:
- La calidad del agua de alimentación.
- El sistema de aplicación de agua.
- Los modelos de aplicación en el tiempo (secuencias y períodos de reposo).

Dados los mecanismos que se emplean, la IPm ejerce una acción de degradación sobre diversos microcontaminantes orgánicos resistentes a los sistemas convencionales de depuración, aunque para garantizarlo se requieren estudios más detallados.

Por último hay que señalar que quizá el mayor inconveniente de la IPm sea la superfície necesaria, aunque sus beneficios compensen esta desventaja.

Agradecimientos. Los autores agradecen la colaboración de los técnicos de SEARSA (actualmente AQUAGEST Medio Ambiente), Acciona Agua, EPSAR y Aigües de la Costa Brava (EMACBSA). Todos los datos presentados han sido objeto de publicaciones previas que se citan.Este artículo está dedicado al Profesor Brissaud, que falleció durante su preparación.

REFERENCIAS

Auset, M. 2002 Approche des mécanismes de décontamination en Infiltration-percolation. Tesis doctoral en Farmacia por la Universidad de Barcelona.

Bancolé, A., F. and T. Gnagne 2003. Oxidation processes and clogging in intermittent unsaturated infiltration. *Wat. Sci. Tech*. 48(11/12), 139-146.

Brissaud, F. y C. Joseph, 1989. Le Géoassainissement. *Géologues*, 85-86 : 77-82.

Brissaud, F., M. Restrepo Bardon, M. Soulié & C. Joseph, 1991. Infiltration percolation for reclaiming pond effluents. *Wat. Sci. Tech.* 24(9): 185-193.

Brissaud, F. & J. Lesavre, 1993. Infiltration percolation in France: 10 years experience. *Wat. Sci. Tech*. 28(10): 73-81.

Folch, M 1999 Tratamiento terciario de aguas residuales por Infiltración-percolación: parámetros de control.Tesis doctoral en Farmacia por la Universidad de Barcelona

Folch M., Salgot M. i Huertas E. 2001. Combinación de tecnologías no convencionales en el tratamiento de aguas residuals de pequeña comunidades: Els Hostalets de Pierola. VII Simposio de hidrología. Múrcia. Mottier, V., Brissaud, F., Nieto, P. & Z. Alamy, 2000. Wastewater treatment by infiltration percolation : a case study. *Wat. Sci. Tech*. 41(1) :77-84.

Porta, J., M. López-Acevedo y C. Roquero, 2003. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi-Prensa, Madrid.

J. Romero, F. Ventura, M. Folch, M. Salgot, A. Torrens 2001. Characterisation of volatile organic contaminants alter different pretreatment systems in reclaimed wastewater. Water Science and Technology: *Water Supply*, 3 (4), p. 139-143.

Vedry, B., Gousailles, M., Affholder, A., Lefaux, A. and Bontoux, J. 2001. From sewage water treatment to wastewater reuse. One century of Paris sewage farms history. *Wat. Sci. Tech*. 43(10), 101-107.

ÁREA TEMÁTICA VI

ESTUDIOS SOBRE LA RECARGA Y LA INTERACCIÓN ENTRE ATMÓSFERA, SUELO Y ACUÍFERO

EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL EBRO MEDIANTE MODELIZACIÓN SEMI-DISTRIBUÍDA CON GIS-BALAN

D. Álvares y J. Samper

E. T. S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad de La Coruña
Campus de Elviña s/n, CP 15192, A Coruña, España
E-mail: dalvares@udc.es; jsamper@udc.es;

Palabras clave: Modelo hidrológico semi-distribuido, cuenca del Ebro, GIS-BALAN

RESUMEN. *La cuenca del Ebro en sus 85 530 km^2 de superficie presenta una gran heterogeneidad en su topografía y climatología. La precipitación anual varía entre 261 y 2 187 mm. La temperatura media varía entre 5.6 ºC y 15.8 ºC. La altitud máxima es de 3 372 m. Se encuentra marcadamente afectada por las operaciones de embalses e intensa demanda del agua. Se ha desarrollado un modelo hidrológico semi-distribuido de toda la cuenca con el código GIS-BALAN. La cuenca se ha dividido en 40 subcuencas y 1.066 zonas homogéneas. Se ha realizado la interpolación de los datos climatológicos y se ha elaborado un submodelo de cálculo de la demanda de agua. Los parámetros del modelo se han calibrado mediante algoritmos genéticos. Se ha logrado un excelente ajuste del modelo tanto a escala anual como mensual y diaria. El modelo proporciona la distribución espacio-temporal de las componentes hidrológicas del balance en cada una de las zonas homogéneas. Estos resultados ponen de manifiesto las extraordinarias capacidades que ofrece GIS-BALAN como herramienta de modelización hidrológica para la planificación y gestión del agua para los organismos de cuenca.*

ABSTRACT. *The Ebre River basin has a large variability in topography and climatology. The surface area is 85 530 km^2 and the annual precipitation ranges from 261 to 2 187 mm. The average temperature varies between 5.6ºC and 15.8ºC. The maximum altitude is 3 372 m. The hydrology of the basin is highly affected by reservoir operations and intense water use. Water resources of the Ebre River basin have been evaluated with a semi-distributed hydrologic model using GIS-BALAN. The model includes 40 subbasins and 1 066 homogeneous zones. Climatologic data and water demands were interpolated for each homogeneous zone. Model parameters were estimated using efficient genetic algorithms. The model fit is excellent for annual, monthly and even daily data. GIS-BALAN provides spatial and temporal results of hydrological components for each homogeneous zone. These results illustrate the extraordinary capabilities that GIS-BALAN offers as a hydrologic modelling tool for water planning and management.*

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca del Ebro está ubicada en el noreste de la Península Ibérica. Es la mayor cuenca hidrográfica de España, con una superficie de 85 530 km^2 que equivale al 17% de la superficie total del país. La cuenca del Ebro presenta una gran heterogeneidad en su topografía y climatología. La precipitación anual media varía entre 2 187.5 mm en los Pirineos y apenas 261.2 mm en las zonas áridas. La temperatura media anual varía entre 5.6 y 15.8 ºC. La altitud varía entre cero, en la costa mediterránea, y los 3 372 m, el punto más alto de España en Esera. La hidrología de la cuenca está fuertemente afectada por los numerosos embalses que en la actualidad tienen una capacidad de almacenamiento total de 8.360 hm³ (con un rango de variación intraanual de 2.000 hm³) así como por los considerables usos de agua para el abastecimiento urbano e industrial, centrales hidroeléctricas y nucleares y, especialmente, para el riego de 800.000 ha. Este último uso de agua representa cerca del 80% de los 6.300 hm³/año de consumos netos en toda la cuenca del Ebro. El objetivo de este trabajo es evaluar los recursos hídricos de la Cuenca del Ebro estimando sus principales componentes hidrológicas mediante un

modelo hidrológico semi-distribuido de toda la cuenca con el código GIS-BALAN.

2. EL CÓDIGO GIS BALAN

El código GIS-BALAN se desarrolló a partir de un código hidrológico agregado BALAN para estimar la recarga de acuíferos (Samper, 1997; Samper y García-Vera 2004). Este código resuelve las ecuaciones de balance en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero. El código GIS-BALAN se comenzó a desarrollar en 2005 y marcó la transición de BALAN a la modelización hidrológica distribuida en la que además se añadieron importantes avances en la estimación automática con algoritmos genéticos y herramientas para la reducción de escala de las proyecciones del cambio climático y la evaluación de sus impactos en los recursos hídricos. GIS-BALAN resuelve el balance hidrológico de manera secuencial en cada una de las tres zonas. Los principales aspectos de este balance son las entradas de la precipitación, riego y fusión de la nieve, las salidas por interceptación, escorrentía superficial, evapotranspiración, flujo hipodérmico, flujo subterráneo y la variación en el contenido de humedad del suelo y del nivel piezométrico (Figura 1).Algunas de sus aplicaciones más recientes se muestran en Samper *et al.* (2007) y Espinha *et al.* (2009).

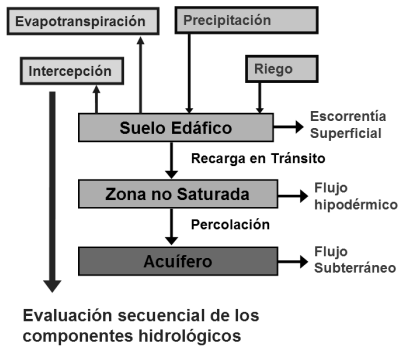


Figura 1. Esquema de los principales componentes hidrológicos.

2.1 Zona no saturada

El modelo conceptual de flujo en la zona no saturada (ZNS) incorporado en GIS-BALAN supone que hay una entrada de agua que proviene de la recarga en tránsito y el agua puede fluir horizontalmente y descargar hacia la atmósfera como interflujo (flujo hipodérmico) o bien percolar verticalmente hacia el acuífero como recarga (percolación). Para el cálculo de la percolación se usa una formulación de la Ley de Darcy que tiene en cuenta la presencia de acuíferos colgados. Los caudales de interflujo (Q_h) y de percolación (Q_p) se calculan mediante las siguientes ecuaciones:

$$Q_h = \alpha_h V_h \quad (1)$$

$$Q_p = K_v + \alpha_p V_h \quad (2)$$

donde V_h es el volumen de agua por unidad de superficie almacenado en la ZNS, α_h y α_h son los coeficientes de agotamiento del interflujo y de la percolación, respectivamente y K_v es la conductividad hidráulica vertical saturada.

3. MODELO HIDROLÓGICO DE LA CUENCA DEL EBRO

El modelo de la cuenca del Ebro se ha realizado en siete etapas: 1) División de la cuenca en 40 subcuencas; 2) Establecimiento de la conectividad de los principales cauces y las respectivas subcuencas; 3) Subdivisión de las subcuencas en zonas homogéneas; 4) Interpolación de los datos climatológicos; 5) Estimación de los usos de agua en cada subcuenca; 6) Calibración de los principales parámetros del modelo mediante algoritmos genéticos y 7) Realización del balance propiamente dicho en cada una de las subcuencas y en el conjunto de la cuenca.

3.1 División en subcuencas

Este trabajo es resultado del Proyecto de Evaluación Preliminar de la Incidencia del Cambio Climático en los Recursos Hídricos de la Cuenca del Ebro (Samper y Álvares, 2008). En dicho proyecto se estudiaron 18 subcuencas situadas en zonas de cabecera y con pocas alteraciones del régimen natural de sus cauces (véase Figura 1). Alentados por los buenos resultados obtenidos en dichas subcuencas se completó el balance para toda la cuenca del Ebro. Para la creación y selección de los puntos de cierre de las cuencas se han considerado los siguientes factores: 1) La existencia de estaciones de aforos con series de datos largas, 2) La existencia de embalses. En este caso se han seleccionado los grandes embalses como puntos de cierre de las subcuencas, y 3) Los puntos con importantes derivaciones de agua a canales destinados al regadío.

3.2 Conectividad entre subcuencas

Se ha utilizado el preprocesador de GIS-BALAN para la identificación de los principales cauces, la delimitación automática de las subcuencas, la creación de las zonas homogéneas y las conectividades entre zonas. Se confirmó la buena precisión de los resultados obtenidos contrastándolos con datos proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Ebro (principalmente el modelo digital del terreno - MDT, mapas de los principales cauces de la cuenca e imágenes de satélite.

Se ha estimado el tiempo medio de tránsito en los cauces correspondientes a cada una de las subcuencas empleando el método de la onda cinemática. El modelo supone que los caudales diarios calculados en una subcuenca son aportaciones diarias al balance de la subcuenca situada aguas abajo.

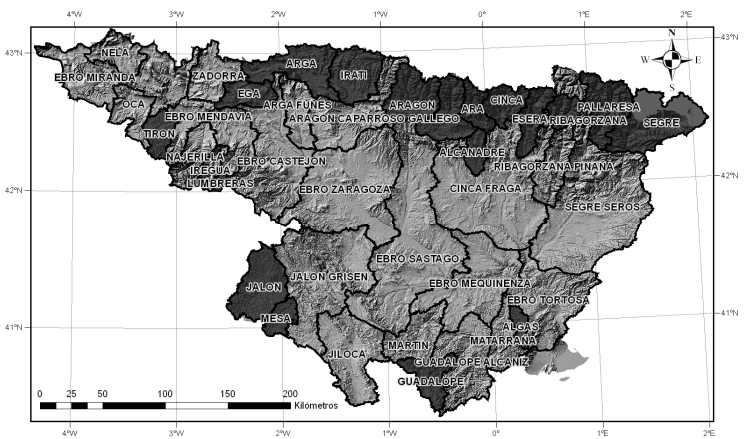


Figura 1. Mapa de las 40 subcuencas del modelo. Se marcan en gris oscuro las subcuencas estudiadas por Samper y Álvares (2008) así como las 22 subcuencas restantes.

3.3 Definición de zonas homogéneas

Cada una de las subcuencas seleccionadas se ha dividido en zonas homogéneas (ZH) teniendo en cuenta la morfología del terreno, la conectividad de los cauces y la variabilidad espacial de los datos. Para ello, se han obtenido las curvas de nivel, las isoyetas e isotermas así como las áreas de drenajes más relevantes dentro de cada subcuenca. El proceso de definición de las ZH es automático con eventuales ajustes manuales. Se han definido 1.066 ZH en toda la cuenca del Ebro, con un promedio de 27 por subcuenca.

3.4 Datos climatológicos disponibles

Se han empleados los datos proporcionados por la Confederación Hidrológica del Ebro (CHEBRO) de 1.773 estaciones climatológicas con datos de precipitación y de 696 con datos de temperaturas máximas y mínimas diarias (datos de dominio público). Las series disponibles tienen períodos de registro variables desde el principio del siglo XX hasta la actualidad. Se han interpolado los datos climatológicos con el pre-procesador de GIS-BALAN para cada una de las zonas homogéneas empleando el método del cuadrado del inverso de la distancia.

Considerando el período de referencia establecido (comprendido entre 1970 y 1999) los cálculos de la interpolación de lluvia en el Ebro han resultado en una precipitación media anual igual a 597.7 mm. Los valores medios anuales oscilan entre 261.2 mm en la subcuenca del Ebro en Mequinenza y 2 187.5 mm en la subcuenca del Irati. La distribución espacial de la precipitación muestra claras tendencias de norte a sur y de oeste a este, con máximas registradas en los Pirineos y mínimas en el Bajo Ebro. Para el mismo periodo de referencia las temperaturas medias anuales varían entre 5.6 ºC en el Cinca y 15.8 ºC en Tortosa. La media anual en el conjunto de la cuenca es de 12.6 ºC. Existe una tendencia en el aumento de las temperaturas desde los límites de la cuenca a lo largo del cauce principal de oeste a este.

3.5 Usos del agua y alteración del régimen natural

La utilización de los recursos hídricos de la cuenca del Ebro es muy intensa. Se estima que la demanda de agua es del orden de 50 000 hm^3/año, es decir, aproximadamente tres veces el volumen del Ebro para el mismo período. El caudal destinado a uso hidroeléctrico es de 38 000 hm^3/año (CHE, 2005) y otros 3 100 hm^3/año se destinan a la refrigeración de 3 centrales térmicas, 4 de ciclo combinado y 2 nucleares. La demanda total de agua para el abastecimiento de las poblaciones situadas en el ámbito de la cuenca del Ebro, las cuencas internas de Cataluña y la zona Vasco-Cantábrica, es de 506 hm^3/año (equivalente al 1% del total de la demanda). La industria no conectada a la red principal de abastecimiento demanda 250 hm^3/año. Finalmente, la agricultura, la ganadería y la acuicultura demandan 7 310 hm^3/año.

De acuerdo con los datos proporcionados por la CHEBRO (CHE, 2005), en la cuenca existen 234 embalses de los cuales 105 tienen capacidad de almacenamiento inferior al hm^3, 116 no superan los 250 hm^3 y 10 alcanzan los 500 hm^3. Los embalses del Ebro (540 hm^3), Canelles (680 hm^3) y Mequinenza con sus 1 533 hm^3 representan el 33 % de la capacidad total de almacenamiento que en la actualidad totaliza 8.360 hm^3 (MMA, 2000).

A efectos del balance los embalses y su explotación afectan el régimen natural de los cauces. La variabilidad intraanual de los caudales se suaviza, suavizándose también los picos de las avenidas y los periodos de sequías debido a la regulación del sistema. Por tanto, los hidrogramas de caudales actuales de las subcuencas que tienen grandes embalses difieren mucho de los correspondientes al régimen natural.

La demanda por regadío se ha estimado la evolución del consumo mensual y anual del agua para cada una de las subcuencas. Esta estimación se ha basado en mapas de superficies de regadíos y en datos de consumo neto anual, demanda por sistema de explotación y distribución mensual con la correspondiente tasa de retorno disponibles en el Plan Hidrológico de la cuenca del Ebro (PHE) y el Plan Hidrológico Nacional (PHN).

Como punto de partida, se ha calculado mediante análisis espacial, la participación en área de cada sistema de explotación en cada subcuenca del modelo. Una vez obtenida esta composición, se asignaron los correspondientes volúmenes de consumo anual, distribución mensual y tasa de retorno de las demandas, tomando el año 1996 como año de referencia. Las series anuales de consumo por subcuencas se obtuvieron considerando el promedio de las estimaciones del PHE y del PHN. Estos valores se dividieron de acuerdo con los respectivos coeficientes mensuales y luego se desagregaron linealmente a escala diaria.

3.6 Calibración

El modelo de la cuenca del Ebro totaliza 40 subcuencas y 1.066 zonas homogéneas. Se ha calculado con GIS-BALAN el balance hídrico diario en cada una de las zonas homogéneas y a continuación se integran los resultados en cada subcuenca.

Los parámetros de cada una de las subcuencas del modelo se calibraron empleando algoritmos genéticos y en algunos casos mediante ajustes manuales a partir de análisis de sensibilidad (Figura 2). El período de calibración es el comprendido entre 1940 y 1999. Los valores obtenidos en esta etapa se han asignado a las respectivas zonas homogéneas de las subcuencas modelizadas.

Se ha empleado el coeficiente de eficiencia del modelo Nash-Sutcliffe (NS) como función de evaluación de la modelación inversa. La formulación de NS se expresa por:

$$NS = 1 - \sum_{i=1}^{n} \left(Q_{obs1} - Q_{simi}\right)^2 \Big/ \sum_{i=1}^{n} \left(Q_{obsi} - \overline{Q}_{obs}\right)^2 \qquad (3)$$

donde Q_{obs} es el caudal medido y Q_{sim} es el caudal estimado por el modelo.

El módulo de calibración de GIS-BALAN ha calculado automáticamente un promedio de 15.000 simulaciones por subcuenca. Para el periodo de calibración establecido, cada simulación consiste en el cálculo diario del balance hidrológico en cada zona homogénea considerando un determinado conjunto de parámetros, la integración de los resultados por subcuenca y la correspondiente evaluación del grado de ajuste del modelo a los datos de las aportaciones medidas a escala anual, mensual y diaria.

Los valores del coeficiente NS para las series anuales y mensuales son de de 0.83 y de 0.79 respectivamente, lo que indica un excelente ajuste del modelo. La calibración del modelo mediante algoritmos genéticos ha demostrado ser un proceso eficiente, de rápida convergencia y de bajo coste computacional. Se observa que se ha logrado obtener un modelo igualmente bueno desde el principio hasta el final del periodo de calibración.

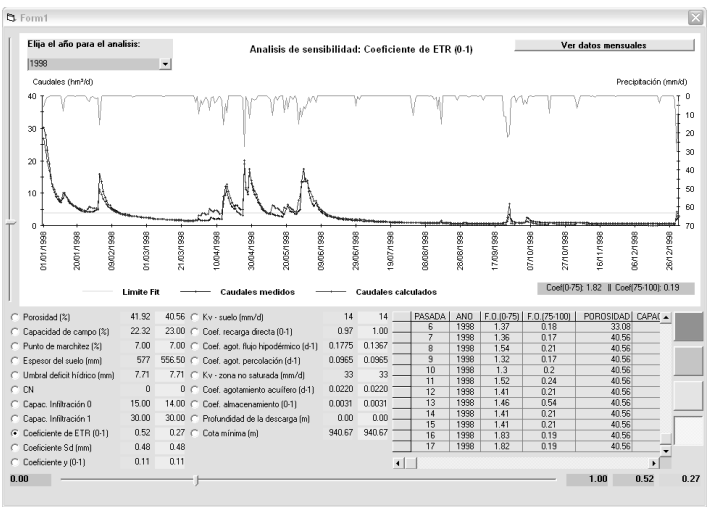


Figura 2. Pantalla del procesador con los resultados del análisis de sensibilidad.

4. RESULTADOS DEL BALANCE

Una vez calibrados los parámetros del modelo para cada una de las subcuencas, el tiempo de cálculo para la realización del balance en toda la cuenca del Ebro para el periodo comprendido entre 1940 y 1999 es de aproximadamente 15 minutos en un PC Core 2 Duo de procesador Intel T7300 2.0 GHz y 2.0 GHz de memoria RAM.

La Figura 3 muestra los resultados anuales del balance para el periodo de referencia. Los datos medidos corresponden a la estación de aforos del Ebro en Tortosa, último punto de aforo con series de caudales suficientemente largas con datos fiables registrados desde 1955 hasta la actualidad.

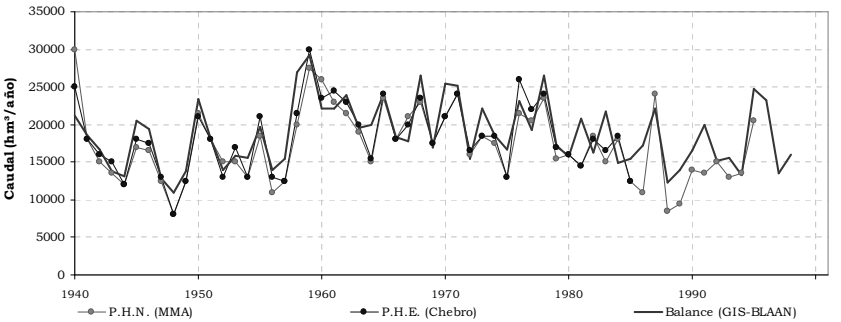


Figura 3. Comparación entre los caudales anuales restituidos con el modelo de la cuenca del Ebro calculado con GIS-BALAN y con los presentados en el PHE y el PHN.

A pesar de las simplificaciones adoptadas para la estimación de la demanda de agua, la comparación entre los caudales restituidos con los obtenidos en el PHN y el PHE muestra una alta consistencia.

A pesar de que se ha calibrado el modelo poniendo más atención a los primeros años del balance, los resultados mensuales son muy buenos en todo el periodo. En la Figura 4 se observa un ajuste excelente en los primeros 25 años en los que logra reproducir tanto los caudales de los meses lluviosos como los de los meses de verano.

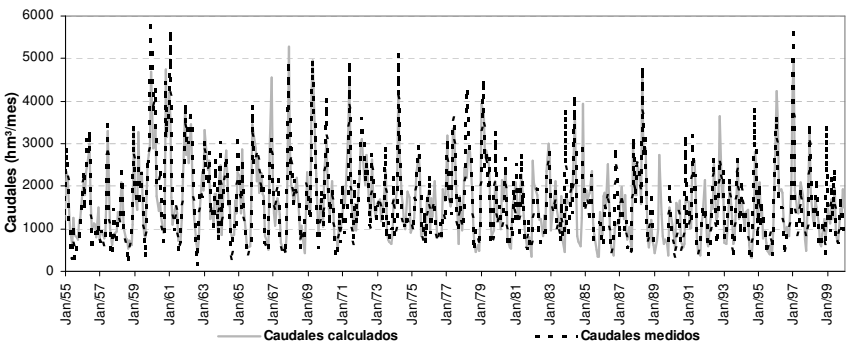


Figura 4. Caudales mensuales medidos y calculados del río Ebro en Tortosa (1955 – 1999).

Los meses entre diciembre y mayo corresponden a unos 11 000 hm³, el equivalente al 60% del total anual, mientras que en los meses de verano el caudal total es de unos 2 700 hm³, cerca del 14.5%. La Figura 5 presenta la distribución espacial de los caudales totales acumulados en la cuenca del Ebro. Además del propio río Ebro (18 447.5 hm³/año) se observa la importancia de los ríos Cinca y Segre con 3.565 hm³/año (19.3 %) y 3 731.9 hm³/año (20.2 %), respectivamente.

La Tabla 1 muestra los resultados de las componentes del balance desglosado para cada una de las márgenes, izquierda y derecha. La margen izquierda a su vez se ha dividido en dos partes: Zona 1 que comprende las subcuencas del Nela hasta el Aragón; y la Zona 2 que comprende las subcuencas del Gallego hasta el Segre. En la margen derecha se consideran dos partes: la Zona 1 comprende desde el Oca hasta el Jalón y la Zona 2 incluye las subcuencas del Martín hasta la del Algas.

La margen izquierda representa el 42 % del área de la cuenca pero aporta el 75 % del caudal del Ebro. La segunda zona de esta margen genera más de la mitad del flujo subterráneo de todo el sistema. La margen derecha, con el 23 % del área total, aporta 1.500 hm^3 anuales equivalente a un 8 % del total. Finalmente, las áreas vertientes directamente al Ebro adoptadas en el modelo suman el 35 % del total de la cuenca y generan el 17 % del caudal total

Tabla 1. Áreas de contribución y caudales calculados (1940 – 1999) de los tramos seleccionados de la cuenca del Ebro.

Zona	Total	Ebro		Margen izquierda (%)		Margen derecha (%)	
		-	%	Zona 1	Zona 2	Zona 1	Zona 2
Área (km^2)	84 234.3	29 268	34.7	13.7	28.4	4.0	19.1
Escorrentía superficial (hm^3)	1 332.7	135.0	10.1	51.3	30.6	3.7	4.3
Flujo hipodérmico (hm^3)	8 486.5	1 654	19.5	37.9	34.9	5.6	2.2
Flujo subterráneo (hm^3)	8 628.2	1 392	16.1	19.6	55.7	4.1	4.4

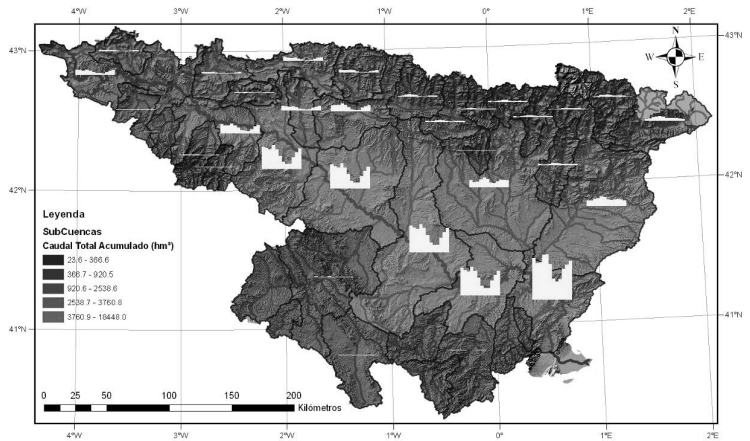


Figura 5. Resultados del caudal total acumulado en diferentes puntos de la cuenca del Ebro (hm^3).

5. CONCLUSIONES

Se ha logrado el objetivo de este trabajo, la estimación de las principales componentes de los recursos hídricos de la cuenca del Ebro. Para eso se ha desarrollado un modelo hidrológico semi-distribuido de toda la cuenca con el código GIS-BALAN. La cuenca se ha dividido en 40 subcuencas y 1066 zonas homogéneas. Los parámetros del modelo se han calibrado mediante algoritmos genéticos, habiéndose conseguido un excelente ajuste del modelo tanto a escala anual como mensual y diaria.

Los datos del modelo, en escala anual, mensual e incluso diarios permiten una mejor comprensión de la dinámica hídrica de la cuenca. Se ha estimado que apenas 36% del total precipitado se convierte en algún tipo de aportación y que la recarga representa el 93% de este total. Además, se ha estimado que esta componente se divide entre los flujos hipodérmicos y subterráneos en proporciones muy similares (respectivamente 49% e 51%). Entre los meses de febrero y abril, como respuesta a las precipitaciones más intensas de los meses de invierno, el flujo hipodérmico corresponde a 53% del caudal total frente a los 43% del flujo subterráneo. Por otro lado, entre los meses junio y septiembre, debido a los efectos del verano, el flujo hipodérmico corresponde a apenas 30% del total mientras que el flujo subterráneo representa los 61%.

Con lo que se ha presentado, los resultados ponen de manifiesto que GIS-BALAN es una potente herramienta de modelización hidrológica que puede ser muy útil para la toma de decisiones por parte de los organismos de las cuencas hidrológicas.

Acknowledments. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CICYT REN2003-8882. Una gran parte de las mejoras de GIS-BALAN se ha hecho en el marco de un proyecto conjunto entre la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Universidad de La Coruña (referencia 2000-PH17-I). Agradecemos a Santiago Moreira Martínez su colaboración en el desarrollo de GENBALAN y a todos que han contribuido a las mejoras del código BALAN.

REFERENCIAS

CHE (2005). Confederación Hidrográfica del Ebro Caracterización de la demarcación y registro de zonas protegidas. Implantación de la DMA. Ministerio de Medio Ambiente.

Espinha Marques J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, G. T. Vieira, C. Mora, F. Sodré Borges, (2009) Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hdrological model, Environmental Geology (submitted).

MMA (2000). Ministerio del Medio Ambiente. Anteproyecto del Plan Hidrológico Nacional – Análisis de los sistemas Hidráulicos. España.

Samper J. (1997) Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: Utilización, calibración y errores, En: Seminario sobre La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica, Las Palmas de Gran Canaria. Ed. ITGE 41-81.

Samper J, García-Vera M A (2004) VISUAL-BALAN, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros In: VIII Simposio de hidrogeología. Zaragoza; 595-604.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J. & García Vera, M.A., (1999). "Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga". Technical Publication ENRESA. 5/99, Madrid, 205 pp.

Samper, J., M. A. G. Vera, B. P. Veiga, D. Álvares, A. Varela y J. A. Losada. (2005) Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas españolas.. VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Coruña, 269-274, 2005. ISBN: 84-9749-171-8.

Samper, J., M.A. García-Vera, B. Pisani, Varela, A., Losada, J. A., Álvares, A. and Marques, J. E. (2007) Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). In: Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate, Guimaraes Portugal, IAHS Publ. 310, 259-266.

Samper J., Álvares D. (2008) Evaluation of climate change impacts on water resources of Ebre River Basin with GIS-BALAN. XVII International Conference on Computational Methods in Water Resources (CMWR 2008). San Francisco, California, USA.

EVALUACIÓN DEL EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS RECURSOS HÍDRICOS DE LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL EBRO MEDIANTE MODELOS HIDROLÓGICOS

Diego Alvares[1], Javier Samper[1] y Miguel A. G. Vera[2]

1: E. T. S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad de La Coruña. Campus de Elviña s/n, CP 15192. A Coruña, España
E-mail: diegoal@terra.com.br; jsamper@udc.es

2: Confederación Hidrográfica del Ebro
Ministerio de Medio Ambiente, España
e-mail: mgarciave@chebro.es

Palabras clave: Modelo hidrológico semi-distribuido, cambio climático, GIS-BALAN, Ebro

RESUMEN. *En este trabajo se presenta la evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos del conjunto de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante un modelo hidrológico semidistribuido que se ha resuelto con el código GIS-BALAN. La cuenca se ha dividido en 40 subcuencas y éstas a su vez en 1.066 zonas homogéneas. Se han calculado los impactos del cambio climático en los recursos hídricos para los períodos de simulación comprendidos entre 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099. Los parámetros del modelo se han calibrado con datos del periodo de calibración comprendido entre 1970 y 1999. Se ha implementado en GIS-BALAN un módulo denominado GENBALAN para la reducción de escala espacial de los datos hidrometeorológicos, la desagregación temporal de las proyecciones de los modelos de circulación general (MCG) y la generación de series climáticas sintéticas. Se han empleado los datos del modelo CGCM3 para los escenarios A1B, A2. B1 y Commit del panel intergubernamental del cambio climático, IPCC. Se observa una disminución en las precipitaciones de un 1.9%, 8.6% y 7.9% para los períodos 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099. Las proyecciones de temperatura en el Ebro indican un aumento medio de 1.2ºC, 2.2ºC y 3.ºC en los citados periodos, respectivamente. Las predicciones del modelo indican una disminución de todas las componentes hidrológicas. La reducción media del caudal del Ebro se estima en 9.4%, 22.0% y 20.2% en los mismos periodos.*

ABSTRACT. *Here we present the evaluation of the effect of climate change on the water resources of the Ebre river basin using a semi-distributed hydrological model which was solved with GIS-BALAN. The basin is divided into 40 sub-basins and 1.066 homogeneous zones. Impacts of climate change were estimated for the following simulation periods: 2010-2039, 2040-2069 and 2070-2099. Model parameters were calibrated from data collected from 1970 to 1999. GIS-BALAN incorporates a specific module, GENBALAN, to perform the downscaling of general circulation models (CGM) results, to disaggregate time series and generate synthetic daily climatological data. We have used the outputs of model CGCM3 for IPCC scenarios A1B, A2. B1 and Commit. CGM results show that mean precipitation will decrease 1.9%, 8.6% and 7.9% in simulation periods 2010-2039, 2040-2069 and 2070-2099, respectively. Temperature predictions indicate an average warming of 1.2ºC, 2.2ºC and 3.0ºC, respectively. All the hydrological components of runoff will decrease. The mean Ebre river streamflow will decrease 9.4%, 22.0% and 20.2%.*

1. INTRODUCCIÓN

El Grupo Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) fue establecido por la Organización Meteorológica Internacional (WMO) y por el Programa del Medio Ambiente de la Naciones Unidas (UNEP). De acuerdo con sus estudios y recopilación bibliográfica, el IPPC constató que para el período entre 1901 y 1995 la temperatura media anual en Europa aumentó en promedio 0.8ºC (Hulme & Sheard, 1999). Este calentamiento fue

mayor todavía en la Península Ibérica. Las precipitaciones presentaron comportamientos diferentes a lo largo del continente. En el sur de Europa se observó una disminución del 20% y para España llegaron a constatar una disminución de hasta el 50%. Las evaluaciones preliminares para la Cuenca Hidrográfica del Ebro prevén un calentamiento de 2ºC a 3ºC hasta 2050 y una disminución de los caudales de hasta el 12% (IES, 2005).

En este trabajo se presenta una evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro utilizando el código GIS-BALAN (Samper et al., 2005. 2007). Ha sido necesario extender y desarrollar las capacidades del código GIS-BALAN. El proceso de evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos se ha realizado en dos etapas: *calibración* y *simulación*. Primero, en el periodo de calibración, se han cuantificado las componentes hidrológicas actuales y se han ajustado los parámetros del modelo. Después se han realizado simulaciones basadas en los resultados del modelo de circulación global CGM3 (el MCG del Centro Canadiense de Modelización y Análisis Climático - CCCma) para los periodos de simulación definidos y para los escenarios del IPCC seleccionados. Para estimar los impactos del cambio climático en los recursos hídricos del Ebro se han empleado los resultados de la reducción de escala de los datos climatológicos en el modelo hidrológico del Ebro construido con GIS-BALAN.

2. EL CÓDIGO GIS BALAN

El modelo hidrológico semi-distribuido GIS-BALAN se ha desarrollado en lenguaje Visual Basic empleando conceptos de programación orientada a objetos. Está construido utilizando la tecnología ArcObjects, conjunto de componentes específicos para ArcGis. ArcObjects está basado en COM (Component Object Model), un sistema desarrollado por Microsoft. COM es un estándar de la programación que incrementa la interoperabilidad entre softwares permitiendo su intercomunicación (Koka, 2004).

GIS-BALAN se ha programado con tres módulos: el preprocesador, el procesador y el postprocesador. El intercambio de datos entre el SIG y los tres módulos se realiza mediante una base de datos común a los tres módulos. Los datos, parámetros y los resultados del preproceso y los resultados del balance calculados por el procesador se almacenan en la base de datos compartida del modelo (Samper et al., 2005. 2007. Espinha et al., 2006).

A los efectos del balance hídrico, el código GIS-BALAN distingue tres zonas: a) El suelo edáfico, en el que se produce la infiltración del agua de lluvia, riego o nieve y donde ocurren los procesos de evaporación y transpiración (el flujo en esta zona es fundamentalmente vertical), b) La zona no saturada, en la que pueden existir tanto flujos laterales como flujos verticales de percolación y c) El acuífero, formación geológica capaz de almacenar y transmitir agua. GIS-BALAN calcula de manera secuencial el balance diario en cada una de las tres zonas. Los principales flujos de este balance son las entradas por precipitación, riego y fusión de la nieve y las salidas por interceptación, escorrentía superficial, evapotranspiración, flujo hipodérmico y flujo subterráneo. El balance considera la variación del contenido de humedad en el suelo y la zona no saturada y de variación de los niveles piezométricos en el acuífero (Samper et al., 1999).

3. GENBALAN

Se ha implementado en GIS-BALAN un módulo específico para la evaluación de los impactos del cambio climático. Este módulo, GENBALAN, realiza la reducción de escala, *downscaling*, la desagregación de las series mensuales y la generación de series climatológicas sintéticas (Figura 1).

Los modelos hidrológicos como GIS-BALAN requieren datos de entrada de precipitación y temperatura con una resolución equiparable a la del tamaño de la cuenca a modelizar. Dado que los MCG no pueden describir los cambios a pequeña escala espacial y temporal, es necesario disponer de algoritmos de reducción de escala, *downscaling*, para trasladar los resultados de los modelo de circulación global a una escala local. Los métodos de reducción de escala se dividen en dos tipos: dinámicos y estadísticos.

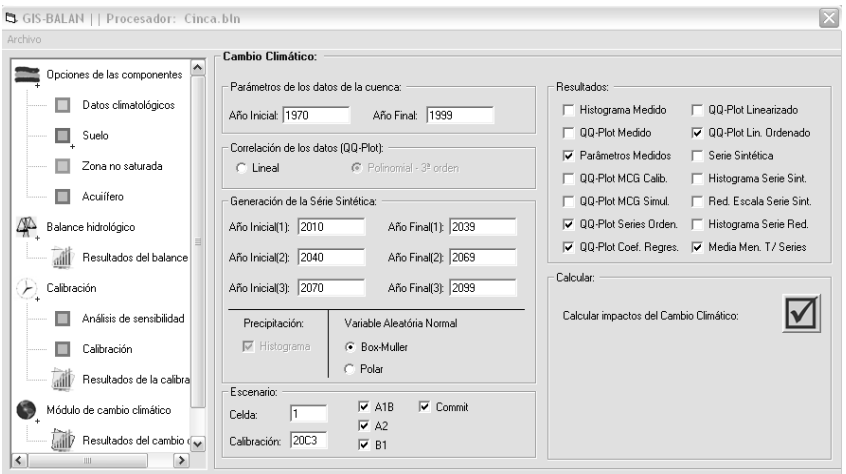


Figura 1. Pantalla principal de GENBALAN.

3.1 Reducción de escala

La resolución espacial de los MCG no es suficiente para servir de entrada de datos directos para evaluar los impactos del cambio climático en los recursos hídricos a la escala de las subcuencas. Por ello, se ha seleccionado el método de reducción de escala estadístico por medio de las temperaturas y precipitaciones mensuales utilizando una regresión polinómica y lineal.

GIS-BALAN compara los valores mensuales medidos de cada variable climatológica para cada zona homogénea del modelo con los valores mensuales de la celda correspondiente calculados por el MCG para el mismo periodo. Este período es el mismo del balance hidrológico y se denomina período de calibración. A partir de la correlación de las series mensuales ordenadas (qq-plot) se obtienen las funciones de regresión (Figura 2) para cada variable, mes y zona homogénea. Estas funciones se utilizan posteriormente para transformar los resultados de las proyecciones del MCG en los períodos futuros o períodos de simulación.

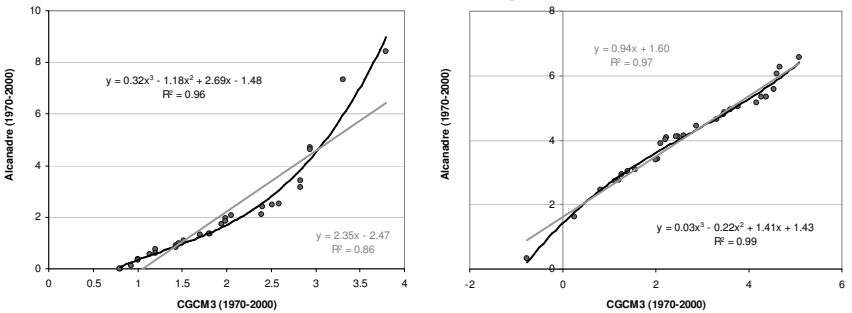


Figura 2. Gráficos de regresión lineal y polinómica (líneas más oscuras) de 1) precipitación y 2) temperatura en el mes de octubre para una de las zonas homogéneas de la subcuenca del Alcanadre.

Se trata de un método muy utilizado para traducir los cambios proyectados por los MCG en cambios en las variables climatológicas a escala local (Semenov et al, 1998; Jonson et al, 1999; Wassenaar et al, 1999; Wilby et al, 2002; Yu, 2005; Zhang, 2006). Ambas funciones proporcionan buenos resultados. Las funciones polinómicas dan mejores ajustes mientras que las funciones lineales son más conservadoras y presentan menos incertidumbres cuando se utilizan para extrapolar más allá del rango de los valores medidos (Weichert & Bürger, 1998; Zhang, 2005).

3.2 Generación de series sintéticas

En general los resultados de las simulaciones de los modelos de circulación global para las variables climatológicas son mensuales. Por otro lado, los modelos hidrológicos empleados para la estimación de los recursos hídricos como GIS-BALAN trabajan a escala diaria. Por lo tanto, se requiere un método para pasar de la escala mensual de los modelos de circulación global a la escala diaria del modelo hidrológico. Para ello se utilizan generadores de series sintéticas que producen series diarias sintéticas de variables climatológicas tales como precipitación, temperatura y radiación solar que tienen propiedades estadísticas similares a las de las series medidas (Richardson, 1981; Racsko et al., 1991). Los generadores climáticos son modelos estadísticos que generan valores diarios de una variable meteorológica suponiendo conocida la función de distribución estadística de la variable climatológica y empleando para ello variables aleatorias auxiliares.

La probabilidad de que llueva en un determinado día se calcula mediante el método de las cadenas de Markov, según el cual la probabilidad en un determinado día depende solo de lo sucedido en el día anterior. Una vez ajustadas las proyecciones a escala local, los valores mensuales de temperatura y precipitación se desagregan a escala diaria mediante el generador de series sintéticas. GIS-BALAN calcula las series sintéticas de lluvia utilizando dos formulaciones alternativas: 1) La ecuación de Pearson tipo III o 2) El histograma calculado para cada zona homogénea. La distribución de Pearson conduce a la siguiente ecuación:

$$P = \mu + \frac{2\sigma}{\gamma}\left(\frac{\gamma}{6}\left(\left(\chi - \frac{\gamma}{6}\right)+1\right)^{3} - 1\right) \qquad (1)$$

donde P es la precipitación en mm, μ es la media en mm, σ es la desviación típica en mm, γ es el coeficiente de asimetría y χ es una variable aleatoria.

Sea PLL la probabilidad de lluvia en un día determinado dado que llovió el día anterior y sea PLS la probabilidad de que llueva un día dado que el día anterior no ha llovido. Estas probabilidades se calculan a partir de las siguientes ecuaciones:

$$PLL = \frac{NLL}{NLS + NLL} \qquad (2)$$

$$PLS = \frac{NLS}{NSL + NSS} \qquad (3)$$

donde NLL es el número de días de lluvia que siguen a otro día de lluvia, NLS es el numero de días de lluvia que siguen a un día sin lluvia, NSL es el numero de días sin lluvia que siguen a un día de lluvia y NSS es el numero de días sin lluvia que siguen a otro día sin lluvia (Richardson, 1981).

4. IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA CUENCA DEL EBRO

Se han definido tres periodos de simulación: el período comprendido entre 2010 y 2039, la treintena 2040-2069 y finalmente el período comprendido entre 2070-2099. Las simulaciones se han realizado utilizando los resultados de las simulaciones del modelo CGCM3 para los escenarios A1B, A2. B1 y Commit definidos por el IPCC. La reducción de escala de estos resultados para cada una de las subcuencas seleccionadas se ha hecho con el método estadístico indicado anteriormente.

4.1 Datos del MCG

Los resultados de las proyecciones del CGCM3 para la cuenca del Ebro se obtuvieron en el centro de

distribución de datos del IPCC (IPCC Distribution Data Centre). La variación media anual de la temperatura para los distintos escenarios a la escala de las celdas del MCG es de 1.1ºC para el período 2010-2039, 1.9ºC para el período 2040-2069 y 2.6ºC para el período 2070-2099. El escenario A1B presenta los mayores incrementos de temperatura en los dos primeros periodos de simulación, con valores medios de 1.3 y 2.5ºC respectivamente, mientras que en el tercer periodo el escenario A2 lo supera con un aumento de 4.1ºC.

Los cambios proyectados para la precipitación media anual no son tan homogéneos como los de las temperaturas. Las predicciones de las precipitaciones de los diferentes modelos muestran discrepancias espaciales y temporales. El cambio medio anual de la precipitación en los diferentes escenarios es una disminución de 28,6 mm para el período 2010-2039, de 47.9 mm para el período 2040-2069 y de 51.1 mm para el período 2070-2099.

4.2 Proyecciones del cambio climático

Una vez obtenidas las proyecciones del CGCM3 para la cuenca del Ebro se ha calculado la reducción de escala de estos datos para las subcuencas seleccionadas con GEN-BALAN para las 1.066 zonas homogéneas del modelo hidrológico del Ebro. Se han desagregado las proyecciones a la escala diaria con el generador de series sintéticas también incorporado a GEN-BALAN.

Se observa que el promedio del incremento de la temperatura es positivo en todos los escenarios y periodos de simulación (Figura 3). Se ha calculado un aumento promedio de 1,3ºC, 2.2ºC y 3.0ºC para los periodos comprendidos entre 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099, respectivamente.

Se observa que ya en el primer periodo las temperaturas aumentan respecto al valor de referencia de 12,6ºC obtenido en el periodo de calibración Los cambios más intensos están asociados al escenario A2 en el que se llega hasta una temperatura media de 17.4ºC al final de la simulación. Se obtiene un incremento de 4.8ºC o, en términos relativos, un aumento del 37,8%. Los escenarios A1B y B1 siguen una tendencia similar de fuerte incremento al comienzo de la simulación, con una suavización a partir del segundo periodo de simulación, llegando hasta los 16.3ºC y 15.2ºC en 2070-2099, respectivamente. El escenario Commit se mantiene constante, oscilando entre 13.3ºC y 13.6ºC indicando una disminución de los cambios al terminar el tercer periodo con un promedio de 13.5ºC.

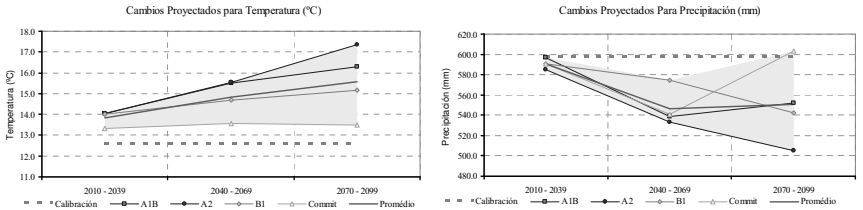


Figura 3. Proyecciones del cambio de temperatura para los 4 escenarios seleccionados y para los 3 periodos de simulación: 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099.

A diferencia de las proyecciones de la temperatura, no se observa una tendencia clara en las proyecciones de las precipitaciones a lo largo de los períodos de simulación (Figura 3). Se produce una disminución de la precipitación en los dos primeros periodos mientras que en el último periodo los resultados de los diferentes escenarios presentan comportamientos diferentes. Entre 2040-2069 los datos de los escenarios A1B y B1 divergen diametralmente pero coinciden en 2070-2099. Por otro lado, las proyecciones de los escenarios A1B, A2 y Commit muestran el mismo descenso de precipitación entre 2040-2069 pero son distintas en el último periodo, siendo el primer escenario el más pesimista mientras que el escenario Commit es el único en el que las precipitaciones al final son superiores a las de referencia.

Con la reducción de escala la precipitación (para el promedio de los cuatro escenarios) disminuye 7,1 mm en 2010-2039, 51.1 mm en 2040-2069 y 47,1 mm en 2070-2099. Estas disminuciones son equivalentes a 1.2%,

8.6% y 7.9% del total, respectivamente. En el intervalo 2040-2069 el escenario B1 presenta una reducción de apenas 23.5 mm (-3.9%) mientras que los demás escenarios proyectan una disminución media de 60.3 mm (10.1% del total). En el intervalo 2070-2099 las estimaciones de los escenarios A1B y B1 resultan en una disminución media de 50.5 mm (-8.5%) mientras que los resultados del Commit y del A2 presentan un aumento de 5.2 mm (+0.9%) y una reducción de 92,6 mm (-15.5%).

4.3 Impactos del cambio climático

La Figura 4 muestra los resultados de las simulaciones de los efectos del cambio climático en el conjunto de la cuenca del Ebro para las diferentes componentes del ciclo hidrológico en cada uno de los periodos y escenarios. Se observa que las predicciones muestran un aumento de la ETP a lo largo del siglo debido al aumento de la temperatura. A pesar de ello, la ETR disminuye como consecuencia de la disminución del agua disponible en el terreno. La interceptación disminuye también debido a la disminución de la precipitación. Las predicciones de la escorrentía superficial muestran un aumento en el primer periodo, una disminución significativa en el segundo periodo y una recuperación en el último periodo. Esto ocurre porque aun que el total anual de la precipitación disminuya, esta en los meses lluviosos aumenta, haciendo con que se obtenga un número mayor de días de alta pluviosidad que la media registrada. Como en el modelo la escorrentía esta directamente relacionada a los fenómenos de precipitaciones intensas, se observa un pequeño aumento de esta componente en el primer periodo de simulación. El mismo efecto se observa en el escenario Commit del tercer periodo de simulación. Los impactos proyectados para los flujos hipodérmico y subterráneo son muy similares. En comparación con el periodo de calibración, el flujo hipodérmico disminuye 10.3%, 20.9% y 21.1% en cada uno de los tres periodos.

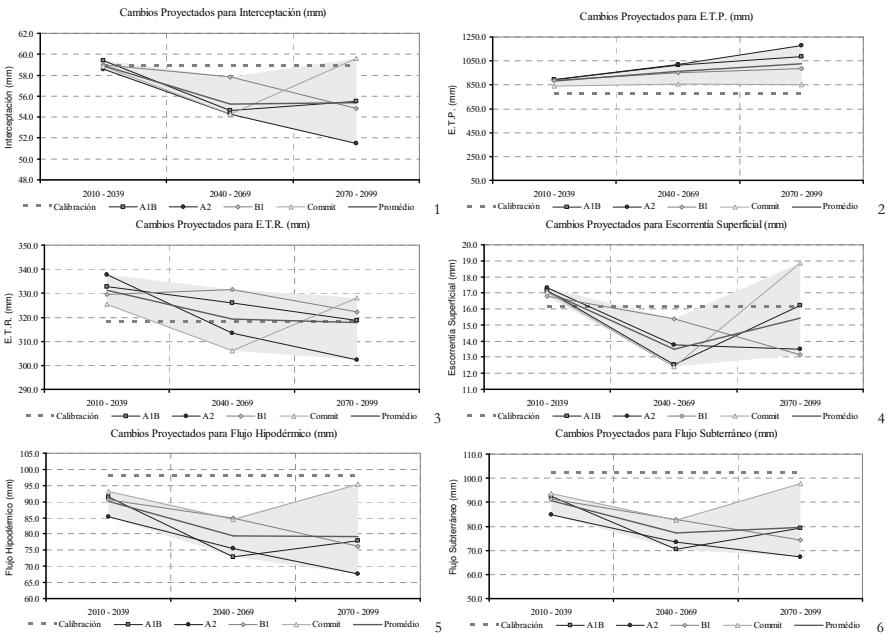


Figura 4. Proyecciones de los impactos del cambio climático en la cuenca del Ebro para 4 escenarios y 3 periodos de simulación..

El caudal total es la suma de la escorrentía superficial, el flujo hipodérmico y el subterráneo. La escorrentía superficial es pequeña comparada con las otras dos componentes, aproximadamente del 7%. Por tanto, los efectos del cambio climático son los producidos en el flujo hipodérmico y el subterráneo.

En el periodo de calibración se ha estimado una aportación media anual del Ebro de 18 447 hm^3/año. Para cada periodo de simulación se han calculado unos valores medios de 16 713, 14 391 y 14 728 hm^3/año, lo que equivale a una disminución de 9.4%, 22.0% y 20,2%, respectivamente. El escenario A2 resulta en las peores predicciones con reducciones de 14,1. 25.5 y 32.1% en los distintos periodos de simulación junto con el escenario A1B que predice una reducción de 28.5% para 2040-2069. El escenario Commit conduce a los menores impactos con reducciones de 6.6. 17.8 y 2.9% juntamente con el escenario B1 entre 2040-2069 con una reducción de 16.1%.

Se observa una uniformidad en los tres periodos de simulación en lo relativo a los datos mensuales. A partir de 2040-2069, los escenarios A1B y A2 conducen a los resultados más pesimistas mientras que los restantes escenarios, especialmente el Commit, conducen a valores más próximos a los actuales (Figura 5). Los meses de diciembre a febrero registran pequeños aumentos de caudal total de 4.8%, 0.6% y 4.7% para cada periodo de simulación. En el resto de las estaciones del año se producen reducciones de caudal que en primavera, verano y otoño registran las siguientes reducciones: 18.8%, 9.8% y 12.9% entre 2010-2039; 26.7%, 37.9% y 32.2% entre 2040-2069 y 24.8%, 43.5% y 27.6% entre 2070-2099.

La distribución espacial de los cambios en el caudal total presenta disminuciones más acentuadas en La Rioja, Navarra y Zaragoza, en la provincia de Soria y en las zonas al sur de Lérida, norte de Tarragona, Guadalajara y el oeste de Teruel. Los cambios más intensos alcanzan reducciones del 35%, 64% y 75% para cada período de simulación. Por otro lado, en las zonas oeste y este de Zaragoza y este de Teruel, se observan los resultados más positivos ya que se calculan incrementos de hasta 63%, 11% y 18% respectivamente.

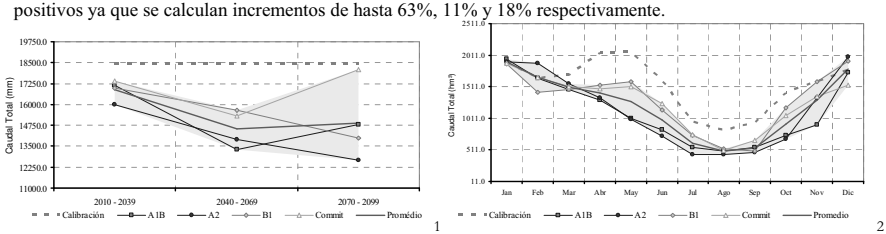


Figura 5. Impactos en el caudal total: 1) gráfico con los resúmenes de los cambios (en mm) por periodo y por escenario y 2) resultados mensuales de las proyecciones para el período 2070-2099.

5. CONCLUSIONES

Se ha presentado la evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos del conjunto de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante un modelo hidrológico semidistribuido con el código GIS-BALAN. Se han calculado los impactos del cambio climático en los recursos hídricos para los períodos de simulación comprendidos entre 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099. Se han empleado los datos del modelo CGCM3 para los escenarios A1B, A2. B1 y Commit del IPCC.

Se observa una disminución en las precipitaciones de un 1.9%, 8.6% y 7.9% para los períodos 2010-2039, 2040-2069 y 2070-2099. Las proyecciones de temperatura en el Ebro indican un aumento medio de 1.2ºC, 2.2ºC y 3.0ºC en los citados periodos, respectivamente. Las predicciones del modelo indican una disminución de todas las componentes de la escorrentía. La reducción media del caudal del Ebro se estima en 9.4%, 22.0% y 20.2% en los mismos periodos. Los meses de diciembre a febrero registran pequeños aumentos de caudal total de 4.8%, 0.6% y 4.7% mientras que en el resto de las estaciones del año se producen reducciones de caudal que son especialmente importantes en verano (9.8%, 37.9% y 43.5%).

Las estimaciones de los efectos del cambio climático llevan asociadas incertidumbres. En la comunidad académica se cuestiona el propio concepto de cambio climático además de los impactos de la actividad del hombre como catalizador de estos cambios. La estimación de los efectos mediante los modelos de circulación

global también comporta muchas incertidumbres debido a la representación numérica de los fenómenos climatológicos y también a la definición de los escenarios empleados, basados en proyecciones de una sociedad global futura. Los resultados de los MCG son mensuales y para grandes celdas (cerca de 300 km). Estos resultados se trasladan a la escala de la cuenca de estudio mediante técnicas de reducción de escala. Además hay incertidumbres asociadas a la modelización del balance hidrológico. A pesar de todo, este es el mejor medio de estimar los impactos del cambio climático en los recursos hídricos. En la actualidad se están obteniendo nuevas evidencias del calentamiento global y de la participación del hombre en este proceso. Se está desarrollando una nueva generación de modelos de circulación global con una mayor resolución temporal y espacial. Las técnicas de teledetección, la mayor disponibilidad de datos y parámetros distribuidos espacialmente y el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos (como GIS-BALAN), permitirán reducir las incertidumbres de los modelos.

Acknowledments. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto CICYT REN2003-8882 y un proyecto de la Confederación Hidrográfica del Ebro (referencia 2000-PH17-I). Agradecemos a Santiago Moreira Martínez su colaboración en el desarrollo de GENBALAN y a todos que han contribuido a las mejoras del código BALAN.

REFERENCIAS

CHE (2005). Confederación Hidrográfica del Ebro Caracterización de la demarcación y registro de zonas protegidas. Implantación de la DMA. Ministerio de Medio Ambiente.

Espinha Marques J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, G. T. Vieira, C. Mora, F. Sodré Borges, (2009) Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hdrological model, Environmental Geology (submitted).

Johnson, G.L., Daly, C., Taylor, G.H., Hanson, C.L., (1999). Spatial Variability and Interpolation of Stochastic Weather Simulation Model Parameters. Journal of Applied Meteorology Vol 39, 778-797.

Koka, S. (2004) Integration of Stream and Watershed Data for Hydrologic Modeling. MsC Thesis in Civil Engineering. Texas University

MMA (2000). Ministerio del Medio Ambiente. Anteproyecto del Plan Hidrológico Nacional – Análisis de los sistemas Hidráulicos. España.

Racsko, P., Szeidl, L., Semenov, M., (1991). A serial approach to local stochastic weather models. Ecology Modelling 57:27–41

Richardson, C. W., (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. Water Resources Research 17:182–190.

Samper J. (1997) Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: Utilización, calibración y errores, En: Seminario sobre La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica, Las Palmas de Gran Canaria. Ed. ITGE 41-81.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J. & García Vera, M.A., (1999). "Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga". Technical Publication ENRESA. 5/99, Madrid.

Samper, J., M. A. G. Vera, B. P. Veiga, D. Álvares, A. Varela y J. A. Losada. (2005) Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas españolas.. VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Coruña, 269-274. 2005. ISBN: 84-9749-171-8.

Samper, J., M.A. G. Vera, B. Pisani, Varela, A., Losada, J. A., Álvares, D. and Marques, J. E. (2007) Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). In Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate. Portugal, IAHS Publ 310. 259-266.

Semenov, M. A., Brooks, R. J., Barrow, E. M., Richardson, C. W., (1998). Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. Climate Research Vol. 10. 95–107.

Wassenaar, T., Lagacherie, P., Legros, J. P., Rounsevell, M. D. A., (1999). Modelling wheat yield responses to soil and climate variability at the regional scale. Climate Research Vol. 11: 209–220.

Weichert, A., Bürger, G., (1998). Linear versus nonlinear techniques in downscaling. Climate Research Vol. 10. 83-93.

Wilby, R. L., Dawnson, C. W., Barrow, E.M., (2002). SDSM- A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. Environmental Modelling & Software 17. 147–159.

Yu, B., (2005). Adjustment of CLIGEN parameters to generate precipitation change scenarios in southeastern Australia. Catena 61. 196–209.

Zhang, X.C., (2005). Spatial downscaling of global climate model output for site-specific assessment of crop production and soil erosion. Agricultural and Forest Meteorology 135. 215–229.

IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO Y ESCENARIOS DE GESTIÓN SOBRE LA RECARGA DE LA U.H. INCA-SA POBLA Y S'ALBUFERA

L. Candela[1]; F.J. Elorza[2] y W. von Igel[1*]

1: Dpto. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica
Universidad Politécnica de Cataluña
Campus Nord-Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, España
e-mail: lucila.candela@upc.edu

2: Dpto. de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos
Universidad Politécnica de Madrid
e-mail: jelorza@dmami.upm.es

*Actualmente Amphos XXI Consulting S. L.

Palabras clave: Cambio climático, recarga ZNS, Inca-Sa Pobla

RESUMEN. *El impacto del cambio climático sobre la recarga natural en el acuífero cuaternario de Inca-Sa Pobla se ha evaluado a partir de los escenarios climáticos establecidos por el PICC. Dado que la escala de trabajo de los modelos de circulación global (GCM) no es apta para analizar impactos del cambio climático sobre la hidrología a nivel regional, se realizó un escalado estocástico Para la cuantificación de los impactos se han establecido los escenarios locales de cambio climático mediante escalado a partir del modelo de circulación global HadCM3 (Hadley Center) para el escenario A2 (medio-alto), y horizonte temporal 2025. Para determinar la recarga al acuífero según los diferentes usos del suelo se utilizó el código Visual BALAN 2.0 acoplado a visual MODFLOW. Los resultados de la regionalización estiman un descenso de la recarga natural que oscila entre un 20% y un 4% en función del escenario y de los usos del suelo (regadío, secano, forestal).*

ABSTRACT. *Climate change impact and natural recharge in the Inca-Sa Pobla quaternary aquifer has been investigated for the 2025 year based on the IPCC outputs. Climate change impacts on the hydrogeological system was based on the stochastic downscaling of the HadCM3 (Hadley center) General Circulation model (GCM) for future medium-high A2 greenhouse gas scenarios. Aquifer recharge was estimated by coupling Visual BALAN 2.0 to a numerical model (MODFLOW). Obtained results estimate a decrease on natural recharge between 20% and 4% depending on the different land use (dryland, irrigated and forest).*

1. INTRODUCCIÓN

La evaluación de la recarga natural a las aguas subterráneas, definida como el agua que se incorpora al acuífero a través de la zona no saturada, constituye uno de los aspectos críticos en la estimación de los recursos hídricos y que generan gran interés. La zona vadosa es un componente muy importante del ciclo del agua al constituir una interfaz entre la atmósfera y la zona saturada, en consecuencia cualquier variación del sistema afectaría de forma directa a los procesos que se originan en esta zona. En los últimos años se viene registrando una preocupación creciente de los impactos derivados del cambio climático sobre los recursos naturales, en especial en los recursos hídricos, y sus posibles medidas de adaptación o gestión. Según los modelos de circulación general-GCM (IPCC, 2001) para la región de las Islas Baleares se prevé un incremento de la temperatura (entre 1.5 ºC y 3.6 ºC) y un descenso de la precipitación entre 10-20% en 2050. Es previsible que este hecho condicione en gran manera la recarga natural de los acuíferos y a los ecosistemas hídricos asociados. Las proyecciones igualmente indican un incremento de los fenómenos extremos, inundaciones y sequías (Kerr, 2005), que pueden agravar su disponibilidad. Se debe destacar que dada la escala de los modelos GCM, para su utilización en estudios

hidrológicos de tipo regional o local es necesario realizar un escalado de los resultados obtenido.

Aunque existen numerosos y diversos métodos para el estudio de la recarga ampliamente aplicados y con mayor o menor aceptación (Scanlon et al, 2002), no es el objeto de este estudio su análisis. En este artículo se analiza el impacto del cambio climático sobre la recarga en el acuífero cuaternario de la UH Inca-Sa Pobla (Mallorca) a partir de los escenarios de precipitación y temperatura derivados del escalado de un modelo de circulación global (HadCM3) y su acople a un modelo de recarga distribuido, Visual BALAN (Samper et al., 1999). El modelo numérico del acuífero realizado con MODFLOW (Candela et al, 2009a) ha sido la herramienta fundamental para validar la recarga en el periodo histórico (1980-2005).

2. METODOLOGÍA

Para efectuar la estimación de la recarga en el acuífero considerado y su variación en función de las predicciones climáticas y evaluar la sensibilidad del sistema se han aplicado diversas metodologías (Figura 1). En primer lugar se calcula la recarga para el periodo histórico con Visual BALAN (1980-2005), y los resultados se validan con un modelo de flujo (MODFLOW, datos no presentados). En una segunda fase se generan los escenarios de cambio climático futuro y se vuelve a evaluar la recarga obtenida mediante Visual BALAN. Para una completa descripción del modelo numérico se remite a Alonso et al., (2006). Una descripción detallada de la metodología empleada se muestra en Candela et al. (2009b).

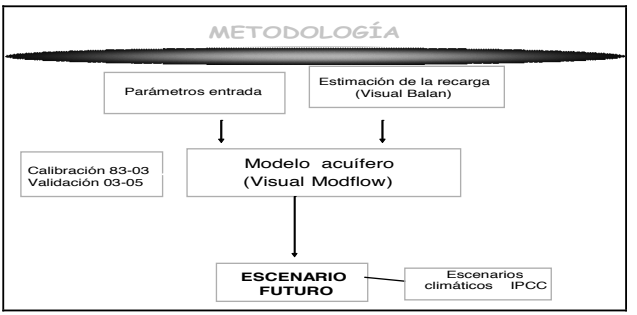


Figura 1. Metodología aplicada

2.1. Estimación de la recarga

La recarga diaria al acuífero se estimó mediante el código Visual BALAN 2.0, un código que calcula el balance diario de agua en el suelo y en la zona no saturada. El programa Visual Balan realiza balances de agua en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero. Los términos fundamentales del balance son las entradas por precipitación y riego, y las salidas por escorrentía superficial, evapotranspiración real-ETR, intercepción, flujo hipodérmico y flujo subterráneo. El código permite la calibración de parámetros y coeficientes. Los resultados se calibraron a partir de la simulación del nivel del piezómetro de Sa Cova, área no afectada por bombeos.

Los datos de precipitación y temperatura para el periodo histórico considerado (1980-2005) corresponden a siete estaciones meteorológicas distribuidas en la zona, fueron proporcionados por el Instituto Meteorológico. La estimación de la evapotranpiración potencial (ETP) se realizó a partir del método de Penman. La escorrentía superficial fue calculada por la Ley de Horton y comparada con los datos procedentes de la estación de aforo existente en la zona. Las dotaciones de riego aplicadas son las proporcionadas por los agricultores de la zona.

A partir del mapa de usos de suelo y estaciones meteorológicas se definieron 3 áreas de recarga por

precipitación y/o retornos de riego (secano, regadío, forestal) en función de la agricultura desarrollada y una cuarta zona sin recarga (zonas urbanas). Los parámetros físicos del suelo utilizados en Visual BALAN (porosidad, densidad, profundidad del suelo edáfico, composición del suelo, capacidad de campo y punto de marchitez) se obtuvieron a partir de datos procedentes de la Junta d'Aigües (Baleares). La conductividad hidráulica del suelo se estimó a partir del método de las curvas de Breddin. Un resumen de los parámetros utilizados se muestra en la tabla 1.

2.2. Generación de escenarios climáticos

La simulación de los escenarios climáticos se realizó a partir del modelo HadCM3 (Hadley center) para diversos horizontes temporales y con una resolución espacial de 278x295 km en la latitud de la zona estudiada.

Tabla 1. Parámetros de entrada y métodos aplicados en el código Visual Balan.

Componente hidrológico	Parámetros	Período 1986-2003		
		Valor	Método	Referencia
Suelo	Porosidad (%)	0.45		Junta d'Aigües
	Capacidad de campo (%) (CF) - 0,3 bar	0.3(120 mm)		Junta d'Aigües
	Punto de marchitez (%) (WF) - 1,5 bar	0.2 (80 mm)		Junta d'Aigües
	Reserva (R=CF-WF) (%)	0.1 (40 mm)		
	Espesor de suelo (m)	0.4		Junta d'Aigües
	Conductividad hidráulica vertical (m/d)	0.009		Curva Breddin
Recarga potencial	Recarga diferida		Método modificado	Visual Balan
	Flujo preferencial		A través de fisuras	Visual Balan
Evapotranspiración potencial (ETP)			Penman	
Evapotranspiración real (ETR)			Método exponencial	
Zona no saturada	Coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico (d^{-1})	0	γ=Kv/m porosidad	
	Coeficiente de agotamiento de la percolación (d^{-1})	0.15		Visual Balan
	Conductividad hidráulica vertical (mm/d)	0.009		Calibración

Los escenarios futuros considerados han sido el A2 y B2 (IPCC, 2001) correspondientes a concentración de gases de efecto invernadero media-alta y media-baja respectivamente. En este trabajo solo se presentan los resultados correspondientes al periodo 2012-2037 al que se le ha denominado 2025 y para el escenario climático A2 (IPCC, 2001). La regionalización de los datos se obtuvo a partir de modelos (Hewiston y Crane, 1996; Bouraoui et al., 1999, Aronica et al., 2005) que generan series estocásticas de precipitación y temperatura diarias para 50 años.

2.3. Zona de estudio

La unidad Inca-Sa Pobla está situada en el NO de Mallorca (Figura 2). Está formada por una cuenca

sedimentaría subsidente rellena por materiales postectónicos detríticos y carbonatados de edad Miocena, Pliocena y cuaternaria depositados sobre un substrato impermeable de edad terciaria (PHIB, 1999). La cuenca está formada por dos subcuencas: Sa Pobla (NE) e Inca (SO) estas últimas separadas por el Puig de Santa Magdalena (Figura 2).

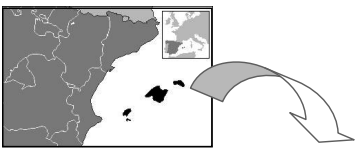


Figura 2. Mapa de situación de la Unidad Hidrogeológica Inca-Sa Pobla, Mallorca. (Modificado de Manzano et al., 2001)

Las unidades de Inca y de Sa Pobla se caracterizan por la presencia de dos sistemas acuíferos: superficial y profundo. El superior está formado por limos y gravas de edad cuaternaria y areniscas calcáreas y eolianitas pliocenas. El acuífero inferior es de calizas mesinienses y tortonienses. Hacia la zona costera, parte central de Sa Pobla y central de las dos subcuencas, las capas de margas pliocenas desconectan el acuífero superior del inferior, que pasa a ser confinado. Los depósitos cuaternarios constituyen un importante acuífero libre cuyo espesor varia desde varios metros hasta más de 70, siendo incluso superior hacia el centro de la cuenca. Se encuentra hidráulicamente conectado con todas las formaciones acuíferas del área. El Plioceno superior también libre, se asocia a los depósitos cuaternarios y al mesiniense cuando el plioceno inferior desaparece. En el NO de la zona de estudio, el acuífero liásico, siempre libre, está compuesto por calizas y dolomías y se sitúa sobre las arcillas y yesos del Keuper. Se conecta de forma lateral con las formaciones plio cuaternarias de la llanura de Sa

Pobla.

Hacia el extremo NE se sitúa S'Albufera, un humedal costero que constituye la zona intermedia de desagüe de la Unidad hidrogeológica al mar. Desde el punto de vista hidrogeológico, S'Albufera representa un elemento regulador del drenaje al mar (Barón, 2003). Las entradas al sistema acuífero se producen por recarga directa de la precipitación y retornos de riego, aportes laterales desde la U.H. de Ses Ufanes, entradas de agua de mar y por infiltración de escorrentía superficial de los torrentes, aunque esta recarga es esporádica al ser de funcionamiento torrencial. La descarga es a través de manantiales (ullals) que alimentan al humedal, descarga directa al mar, y por extracciones de pozos de bombeo agrícola y abastecimiento urbano.

3. RESULTADOS

Los resultados correspondientes al nivel freático en Sa Cova para el periodo histórico y los obtenidos para el mismo periodo mediante Visual BALAN se muestran en la figura 3. Como se puede observar, el ajuste obtenido es notable. Dados los resultados se estima que es una herramienta válida para simular la recarga en condiciones futuras.

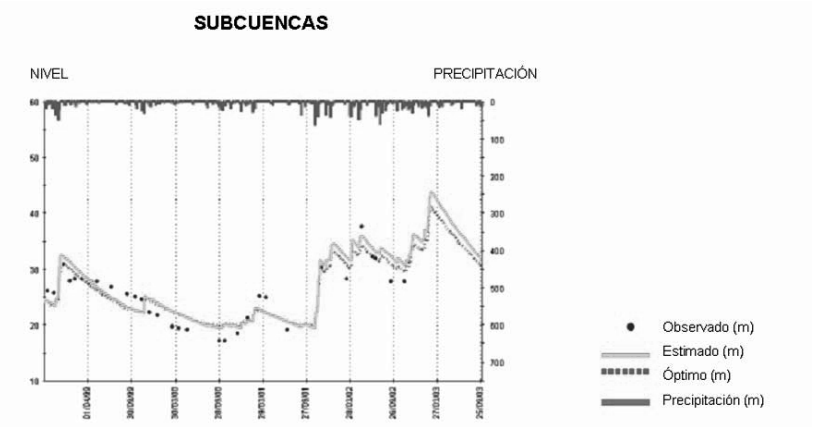


Figura 3. Comparación de los niveles medidos y estimados por Visual Balan para el proceso de calibración (Piezómetro Sa Cova y periodo histórico)

Los resultados de la regionalización efectuada para el escenario A2 y el periodo 2025 indican un ligero descenso de la precipitación (585mm) respecto al periodo histórico (599 mm), la ETP aumenta (1404 versus 1200 mm), la ETR pasa de 390 mm a 431 mm y la temperatura presenta cambios poco apreciables. Como se produce un aumento de la variabilidad de la precipitación, el descenso de la recarga natural desminuye entre un 20% (119.8 mm en áreas de secano) y un 4% (220.5 mm) para zonas de regadío (Figura 3).

El efecto de la disminución de la recarga a nivel mensual (obtenida a partir de datos diarios de recarga con Visual BALAN) se ha representado en la figura 4. Como se puede observar, solo en los meses de Enero, Marzo, Noviembre y diciembre se produce un incremento de la recarga en el acuífero. Para el resto de los meses, los valores de la infiltración son inferiores a los del periodo histórico.

.

Tabla 2. Estimación de la recarga para el periodo histórico y para el 2025 en el acuífero plio-cuaternario.

	Cuaternario (secano)	Cuaternario (regadío)
1980-2005 (mm/año)	150.9	253.2
2025 [mm/año]	119.8	220.5
(%)*	-21	-13

* Variación respecto 1980-2005.

Figura 4. Distribución de la recarga mensual para el periodo histórico y escenario simulado

4. CONCLUSIONES

Al analizar los posibles impactos derivados del cambio climático en el acuífero se observa una importante reducción de la precipitación cuya consecuencia es un descenso de la recarga natural en la U.H de Inca Sa Pobla. Se debe destacar que si bien los modelos de cambio global (y su escalado regional) son una herramienta ampliamente utilizada para generar datos meteorológicos diarios, los datos reales de las emisiones exceden a los escenarios teóricos. En consecuencia los resultados obtenidos deben tomarse con precaución, si bien actualmente es la única metodología aplicable para obtener escenarios futuros. Los efectos de la disminución de la precipitación, aumento de la evapotranspiración y disminución de la recarga tienen implicaciones en la zona no saturada, como puede ser efectos en la calidad del agua recargada, que deben igualmente ser estudiados.

Agradecimientos. Este estudio se enmarca en un proyecto de investigación más amplio, MEDIS (EVK1-CT-2001-00092) financiado por la Comunidad Europea y por el Plan Nacional de I+D+i (REN2001-5255-E/TECNO; CGL2007-66861)

REFERENCIAS

Alonso García, A; W. von Igel W; Barón, A; González, C; Elorza, F..J; L. Candela L; 2006. Gestión y planificación sostenible de los recursos hídricos de la u.h. llano de Inca-Sa Pobla mediante un modelo matemático de flujo. *Hidrogeología y Aguas Subterráneas*. 17, 467-472

Aronica, G., Corrao, C., Amengual, A., Alonso, S., Romero, R. 2005. Water resources evaluation under climatic trend effects in Mediterranean catchments. *Geophysical Research Abstracts* 7, 04091.

Barón Périz, A. 2003. Conflictos producidos entre el humedal de S'Albufera y el acuífero que lo alimenta. En: *Conflictos entre el desarrollo de las aguas subterráneas y la conservación de los humedales: litoral mediterráneo*, Eds: Fornés J.M. y Llamas M.R., Santander, Fundación Marcelino Botín. 389 pp.

Bouraoui, F.,Vachaud, G., Li, L.Z.X., Le Treut, H., Chen, T. 1999. Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale*. Climate Dynamics* 15, 153-161.

Candela, L; Elorza, J; von Igel, W. 2009a. Impacto del cambio climático y escenarios de gestión sobre la recarga de la UH Inca-Sa- Pobla y S'Albufera. Estrategias de adaptación para la conservación del humedal. *Hidrología y Recursos Hidráulicos*, XVIII: 525-534

Candela, L; von Igel, W,; Elorza, J,; Aronica, G. 2009b. Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (majorca, Spain). *Journal of Hydrology (*aceptada).

Hewiston B.C., Crane, R.G., 1996. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research* 7, 85-95.

Intergovernmental Panel on climate Change-IPCC, 2001. *Third Assessment Report, The Scientific Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.

Kerr, R.A., 2005. Confronting the bogeyman of the climate system. *Science* 310, 432-433.

Manzano, M., Custodio, E., Loosli, H., Cabrera, M.C., Riera, X., Custodio, J. 2001. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. En: Edmunds, W.M. y Milne, C.J. (eds), *Palaeowaters in coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene*. Geological Society, London, Special Publications. nº189, 107-138.

PHIB. 1999. *Propuesta del Plan Hidrológico de las Islas Baleares*. Govern Balear, Febrero 1999.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeol. J.* 10, 18-39.

Samper, J., Llorenç, H., Arés, J., García, M.A. 1999. *Manual del usuario del programa Visual Balan. Código interactivo para la realización de Balances Hidrológicos y la estimación de de la recarga*, Enresa, La Coruña, Spain, 132 pp.

ASSESSMENT OF WATER RESOURCES IN A MOUNTAIN ENVIRONMENT WITH A SEMI-DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODEL: SERRA DA ESTRELA CASE, CENTRAL PORTUGAL

J. Espinha Marques[1], J. Samper[2], B. Pisani[2], D. Alvares[2], J. M. Carvalho[3,4], H. I. Chaminé[3,4], J. M. Marques[5], F. Sodré Borges[1]

1: Dep. de Geologia e Centro de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto, Portugal.
E-mail: jespinha@fc.up.pt

2: E. T. S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad de La Coruña
Campus de Elviña s/n, CP 15192, A Coruña, Spain
E-mail: jsamper@udc.es; bpisani@udc.es

3: Laboratório de Cartografia e Geologia Aplicada (LABCARGA), Dep. de Engenharia Geotécnica
Instituto Superior de Engenharia do Porto, Portugal

4: Centro GeoBioTec – GeoBioCiências, GeoTecnologias e GeoEngenharia (3G), Dep. de Geociências
Universidade de Aveiro, Portugal

5: Dep. de Engenharia de Minas e Georrecursos
Instituto Superior Técnico (IST), Lisboa, Portugal

Key words: semi-distributed hydrological model, Serra da Estrela, water balance, groundwater recharge, interflow.

RESUMEN. *Las zonas de montaña son fuentes estratégicas de recursos hídricos. En este trabajo se presenta una evaluación de los recursos hídricos en la cuenca del río Zêzere en la Serra da Estrela, en el centro de Portugal, mediante un modelo hidrológico semidistribuido asociado al código VISUAL BALAN v2.0. Este código realiza balances hídricos diarios en el suelo, la zona no saturada y el acuífero. Un modelo hidrológico agregado no es capaz de reproducir las aportaciones medidas. Los resultados mejoran sustancialmente utilizando un modelo semidistribuido, que tiene en cuenta la variabilidad espacial de la hidrogeomorfología y la dependencia de la precipitación y la temperatura con la altitud.*

El flujo hipodérmico es el componente principal de la escorrentía, siendo de aproximadamente 41% de la precipitación. Este alto valor alto del flujo hipodérmico se debe a las pronunciadas pendientes del terreno y a las características de la zona no saturada, como es la presencia de un suelo de permeabilidad alta sobre capas de granitos de baja permeabilidad, con densa fracturación sub-horizontal a poca profundidad. La recarga media anual al acuífero se ha estimado en un 15% del total de la precipitación.

ABSTRACT. *Mountain areas are the source of strategic water resources. This paper presents an evaluation of water resources in the high-mountain Zêzere river basin in Serra da Estrela, Central Portugal, by means of a semi-distributed hydrological model associated to the VISUAL BALAN v2.0 a code that performs daily water balances in the root zone, the unsaturated zone and the aquifer and requires a small number of parameters. A lumped hydrological model fails to fit measured stream flows. The results significantly improve when a semi-distributed model, which takes into account the spatial variability in hydrogeomorphological variables and the dependence of temperature and precipitation data with elevation, is adopted.*

Interflow is the main component of runoff, reaching 41% of total precipitation. High interflows are due to the steep relief of the basin and to the features of the vadose zone, such as the presence of high-permeability soil overlying fractured low-permeability granitic bedrock with extensive sub-horizontal fracturing at shallow depths. The estimated mean annual groundwater recharge is 15% of total precipitation.

1. INTRODUCTION

The hydrogeological studies carried out at Serra da Estrela Mountain region are ascribed to some of the most essential present-day water-related research issues, such as those mentioned in the UNESCO International Hydrological Programme / IHP (e.g., "High Mountain Hydrology", namely the "High mountains as country's water towers", www.unesco.org/water/ihp; see also Aureli 2002).

This paper presents hydrological modelling for the evaluation of water resources in the high-mountain Zêzere river basin in Serra da Estrela, Central Portugal. Models are solved with VISUAL BALAN v2.0, a code that performs daily water balances in the root zone, the unsaturated zone and the aquifer and requires a small number of parameters.

The study area (Fig. 1, 2) corresponds to the Zêzere river drainage basin upstream of Manteigas village (ZBUM), an area of 28.04 km^2. This area presents specific geomorphologic, climatic and geotectonic characteristics which contribute to control local recharge and flow paths.

Since Serra da Estrela Natural Park, as well as the Zêzere river basin, extends up to the highest elevation zones of the Portuguese mainland (1993 m a.s.l.), they provide unique sites for integrated studies concerning mountain hydrology. In order to assess the interaction between local surface waters (recharge waters) and groundwaters, an integrated multidisciplinary (namely, structural geology, geomorphology, geochemistry, hydrogeology, isotope hydrology, pedology, geophysics and GIS mapping) approach was launched, under the scope of the HIMOCATCH R&D Project "Role of High Mountain Areas in Catchment Water Resources, Central Portugal" (e.g., Espinha Marques *et al.* 2006, 2007).

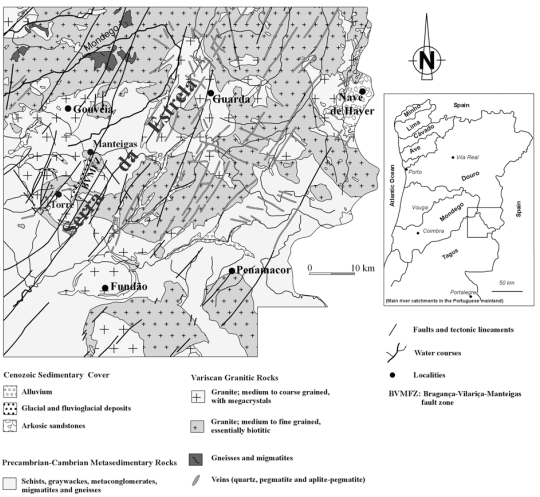


Figure 1. Geological framework of Serra da Estrela region (adapted from Geological Map of Portugal, 1/500.000, 5th Edition; Oliveira *et al.* 1992).

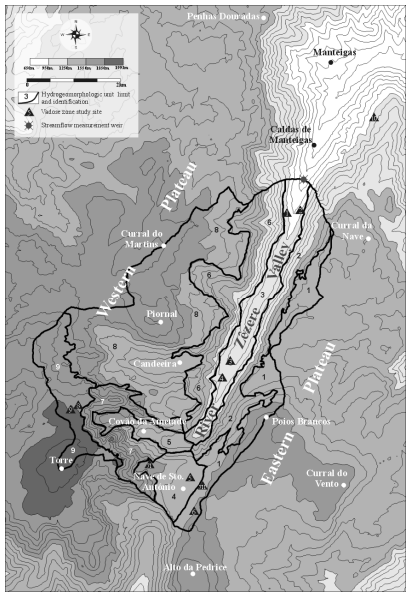


Figure 2. Hypsometric features of the river Zêzere drainage basin upstream Manteigas; vadose zone study sites; hydrogeomorphologic units: Eastern plateau (1); Zêzere valley eastern slopes (2); Lower Zêzere valley floor (3); Nave de Santo António col (4); Upper Zêzere valley floor (5); Zêzere valley western slopes(6); Cântaros slopes (7); Lower western plateau (8); Upper western plateau (9). Taken from Espinha Marques *et al*. (2007).

2. HYDROGEOLOGICAL FRAMEWORK

The Serra da Estrela (Fig. 1) is the highest mountain in the Portuguese mainland (with an altitude reaching 1993m a.s.l.) and is part of the Cordilheira Central, an ENE-WSW mountain range that crosses the Iberian Peninsula. This region shows distinctive climatic and geomorphologic characteristics that play an important role in the local water cycle. The river Zêzere drainage basin upstream of Manteigas, corresponds to an area of catchment of 28 km^2 with an altitude ranging from 875 m a.s.l., at the streamflow gauge measurement weir of Manteigas, to 1993 m a.s.l., at the Torre summit (Fig. 2).

The relief of the study region consists mainly of two major plateaus, separated by the NNE-SSW valley of the Zêzere river (Vieira 2004). Late Pleistocene glacial landforms and deposits are a distinctive feature of the upper Zêzere basin, since the majority of the plateau area was glaciated during the Last Glacial Maximum (e.g. Daveau *et al*. 1997, Vieira 2004).

According to Daveau *et al.* (1997), the Serra da Estrela climate has Mediterranean features, with mean annual precipitation reaching 2500 mm in the most elevated areas. Precipitation seems to be mainly controlled by the slope orientation and the altitude. Mean annual air temperatures are below 7ºC in most of the plateau area and, in the Torre vicinity, they may be as low as 4ºC.

Espinha Marques *et. al* (2005) proposed 9 hydrogeomorphologic units, based on the spatial distribution of lithological, geomorphological and climatic features (Fig. 2): i) Eastern plateau; ii) Zêzere valley eastern slopes;

iii) Lower Zêzere valley floor; iv) Nave de Santo António col; v) Upper Zêzere valley floor; vi) Zêzere valley western slopes; vii) Cântaros slopes; viii) Lower western plateau; ix) Upper western plateau.

The Serra da Estrela Mountain is located in the so-called Central-Iberian Zone of the Iberian Massif (Ribeiro *et al.* 1990). The main regional hydrogeological units (Fig. 1) correspond to i) sedimentary cover; ii) metasedimentary rocks; and iii) granitic rocks. The geological and tectonic conditions outline some of the major hydrogeologic features and processes, such as infiltration, aquifer recharge, type of flow medium (porous vs. fractured), type of groundwater flow paths, or hydrogeochemistry. Fractured mediums occur in poorly weathered granitic and metasedimentary rocks. Porous mediums are dominant in the alluvium and quaternary glacial deposits as well as in the most weathered granites and metasedimentary rocks.

According to the soil map of Serra da Estrela region (Agroconsultores and Geometral 2004) the following pedologic units occur in this sector: (i) Humic, Leptic and Skeletic Umbrisols; (ii) Lithic and Umbric Leptosols; (iii) Umbric Fluvissols; (iv) Rock outcrops.

Field observations produced further information concerning the pedologic units occurrence, its spatial distribution according to the hydrogeomorphologic framework and its hydrologic classification by means of the Hydrologic Soil Groups system (from low runoff potential soils, group A, to high runoff potential soils, group D) — (e.g. USSCS 1964).

Some of the most distinctive features of the vadose zone in this sector of Serra da Estrela are the wide distribution of: i) granitic rock outcrops and ii) an umbric A horizon — and by consequence Umbrisols and Umbric Leptosols — thus reflecting the high organic matter content in the upper part of the soil profile.

Four types of vadose zone structures were identified in the region :

— Type i) A single granite layer with very thin or absent soil cover; present in granitic outcrop areas of plateaus and slopes. It is a fractured medium and it is included in soil hydrologic group D.

— Type ii) A soil layer typically less than 0.5 m thick overlying a continuous and hard granitic layer; described in sites 6, 8 and 9; present in plateaus, especially above 1600 m a.s.l., and slopes. Coexistence of porous and fractured media. It corresponds to Lithic and Umbric Leptosols (both integrating soil hydrologic group D).

— Type iii) A a soil layer frequently between 0.5 and 1.0 m thick overlying a weathered granite layer and/or a slope deposit; described in sites 6 and 10; it is present in lower altitude slopes and plateaus (where chemical weathering processes are more active) or along tectonised zones. There are both porous and fractured media. It essentially corresponds to Leptic Umbrisols with C horizon composed of weathered granite and/or a slope deposit. These soils are included in hydrologic group C.

— Type iv) A soil layer frequently over 1.0 m thick overlying a glacial deposit; described in sites 1 to 5 and 7; present in base of slope, col and valley floor areas. It is a porous medium. Skeletic and Humic Umbrisols (A, B or C hydrologic groups) and subdominant Umbric Fluvisols (C or D hydrologic groups) prevail.

3. HYDROLOGICAL MODEL OF THE ZBUM AREA

The hydrology of the river Zêzere drainage basin upstream of Manteigas was first modeled with a lumped model based on available field lithology, structural geology, geomorphology, hydrogeochemistry, soil, land cover and climatology features and published data from other nearby mountain areas. Mean daily air temperature and precipitation data for the basin were derived from the meteorological station of Penhas Douradas (Fig. 2) for hydrological years from 1986-87 to 1994-95. This station was selected because its altitude (1380 m) is closer to the mean altitude of ZBUM (1505 m) than that of the alternative station of Manteigas (815 m; see Fig. 2). This model revealed to be unrealistic because: 1) It failed to account for the high spatial variability of basin features and 2) The mean yearly precipitation recorded in Penhas Douradas during the period 1951-1980, 1406 mm, is much smaller than the normal precipitation for such period which according to INMG (1991) is 1799 mm and also smaller than the measured average yearly flow at the river Zêzere gauge station, 1601 mm. On the other hand, the mean yearly precipitation in the Manteigas station is 1570 mm, which is closer to the normal value for the period 1951-1980.

To overcome the limitations of the lumped hydrological model of the ZBUM area several sub-basins based on hydrogeomorphologic units were considered. Hydrogeomorphological units were defined in three stages. First, units in the ZBUM basin were defined based on landforms: plateaux, slopes, valley bottoms and cols. Then, these

units were refined to account for the boundaries of granitic rocks and fluvioglacial deposits. Some units were subdivided based on their elevation into upper and lower units. Valley slopes were subdivided according to their orientation into Eastern and Western units. Finally, nine hydrogeomorphologic units were defined (Espinha Marques *et. al*., 2005; see Fig. 2). The model was also improved by adopting the Manteigas station as the reference station. Then a virtual meteorological station was considered in each sub-basin. Meteorological data were computed by linear extrapolation of the data of the reference station, using the regression lines of temperature and precipitation versus elevation for monthly values. The mean annual precipitation for the entire basin obtained in this way is equal to 2336 mm, similar to values reported by Daveau et al. (1997).

Daily water balances were computed using VISUAL BALAN v2 (Samper et al., 2007). The model was calibrated by eye-fitting measured stream flows. Model parameters were adjusted by trial and error to fit measured monthly stream flows, while ensuring a global coherence of the mean annual values of actual and potential evapotranspiration and groundwater recharge with reported values for this study area (e.g., Carvalho et al. 2000; Mendes and Bettencourt 1980). The fit between measured and computed flows achieved in this calibration is very good (see Fig. 3).

Model results show that interflow is the most important fraction of precipitation, reaching 41%. The flow in the unsaturated zone has been solved considering that the water can flow horizontally and discharge to the surface water as interflow or percolate vertically downwards to the aquifer (providing for recharge or percolation). In the unsaturated zone balance, there is one inflow, the potential recharge, and two outflows, the interflow and the recharge. The latter is computed using a formulation of Darcy's law. Interflow and recharge are calculated with the following expressions:

$$I = \alpha_i V \tag{1}$$

$$R = K_v + \alpha_r V \tag{2}$$

where I is the interflow [LT^{-1}], α_i is recession coefficient for the interflow [T^{-1}], V is water content [L], R is the recharge [LT^{-1}], K_v is the vertical hydraulic conductivity [LT^{-1}], and α_r is the recession coefficient for the recharge [T^{-1}].

Model results are discussed in the next section.

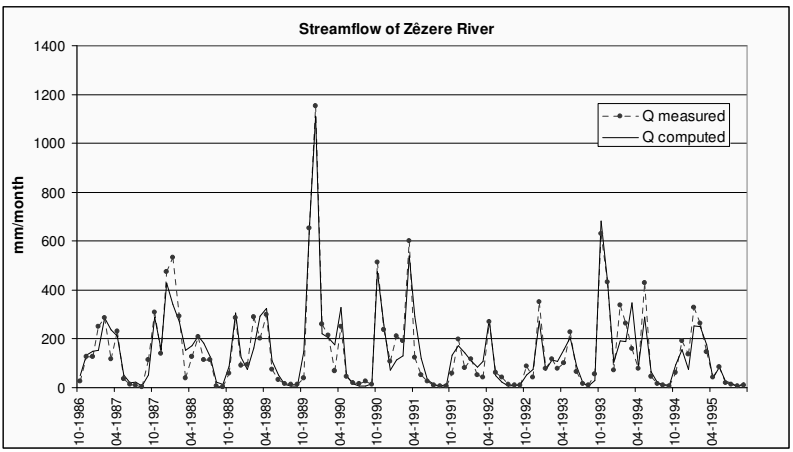


Figure 3. Measured and computed monthly streamflows at Zêzere river gauge station.

4. RESULTS AND DISCUSSION

Model results are within the range of expected values for a high-mountain area in crystalline and metasedimentary rocks. Most of the hydrological components have mean yearly values which agree with those obtained in previous studies of other aquifer systems of the Central-Iberian range. Mean annual potential evapotranspiration (605 mm/y) is close to the value calculated by Mendes and Bettencourt (1980) for the meteorological station of Penhas da Saúde (558 mm/y), located near the SE limit of ZBUM (1510 m a.s.l.). However, the mean annual actual evapotranspiration computed with VISUAL BALAN (325 mm/y) is significantly smaller than that reported by Mendes and Bettencourt (1980), 479 mm/y. The main reason for such difference is that these authors selected an unrealistic value of available water content in the soil (100 mm). In fact, soil data from the ZBUM area suggest that this parameter has a strong spatial variability. Available water content in our model is equal to 100 mm in sub-basins 3 and 4 while in the rest it varies from 30 mm to 50 mm.

Interflow is the most important fraction of precipitation, reaching 41%. The vadose zone features in ZBUM are particularly favourable to interflow. Most of the basin area is characterized by the presence of highly permeable soil overlying fractured and much less permeable granitic bedrock (Fig. 4). Interflow in ZBUM is also favored by the wide presence of a layer of weathered granitic rock showing intense subhorizontal discontinuities and/or low-angle fissure network zones (Fig. 4).

Our estimate of annual groundwater recharge is 15% of mean annual precipitation. This value is consistent with those obtained in the last decades in Northern and Central Portugal with a wide variety of techniques. Recharge estimates range from 2% (Henriques 1985) to over 30% of mean annual precipitation (Lima and Silva 2000, Oliveira 2006). Carvalho *et al.* (2000) reported recharge values in hard rock mountain basins from 6% to 18% and Carvalho (2001, 2006) reported a recharge of 10% in the Corgas Largas aquifer system situated in the Western part of the Serra da Estrela massif.

Model calibration revealed that results are especially sensitive to: 1) The soil thickness or the available soil storage (difference between field capacity and permanent wilting point) and 2) The interflow recession coefficient. A sensitivity analysis was performed to analyse these these relations. Regarding the total runoff, only the available soil storage is important: a decrease of 20% in soil storage causes an increase of approximately 23% in annual runoff. Interflow is very sensitive to both the available soil storage and the interflow recession coefficient, while aquifer recharge is sensitive to the recession coefficients for interflow and recharge. Indeed, a change of ±20% in the interflow recession coefficient (α_i) causes a change of -16% and +23% in recharge respectively. The average of the calibrated α_i and α_r for the whole basin are 0.15 d^{-1} and 0.06 d^{-1} respectively. As a consequence of this analysis, and regarding the unsaturated zone, we have reasonable confidence on the calibrated values of α_i and α_r, but less confidence in the the vertical hydraulic conductivity K_v. Of course, this fact is strongly related with the equations applied to solve the unsaturated flow.

Considering the importance of the interflow in the water balance, it seems very important to deepen the knowledge on the phenomena involved in the generation of interflow in these type of mountain areas.

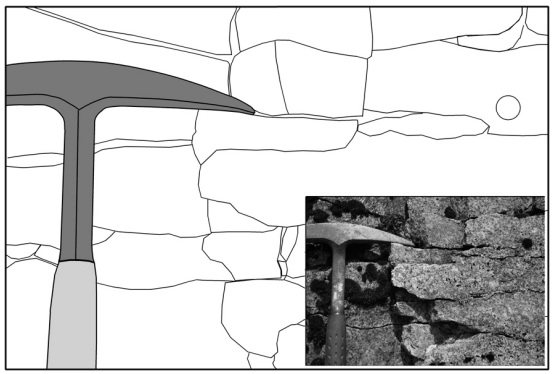


Figure 4. Illustration of the low-permeability bedrock with sub-horizontal fractures.

5. CONCLUDING REMARKS

The water resources in the high-mountain Zêzere river basin in Serra da Estrela, Central Portugal, have been evaluated by means of a semi-distributed hydrological model associated to the VISUAL BALAN v2.0 code.

VISUAL BALAN calculates daily water balances in the root zone, the unsaturated zone and the aquifer and requires a small number of parameters. Model results and the fit to measured streamflows improve when spatial variations in hydrogeomorphological variables and changes in rainfall and air temperature with elevation are taken into account by defining nine sub-basins. Daily temperature and precipitation data from Manteigas meteorological station are extrapolated to each sub-basin by using known vertical gradients of temperature and precipitation. Model parameters have been calibrated by fitting stream flow measurements in the Zêzere river.

Uncertainties in model parameters and groundwater recharge have been evaluated by sensitivity analyses. Computed streamflows are very sensitive to soil thickness. On the other hand, they are much less sensitive to the rest of the parameters. Computed groundwater recharge is most sensitive to the interflow and percolation recession coefficients. As frequently found in a high-mountain aquifer system, interflow is the main component of runoff, reaching 41% of total precipitation. High interflows are due to the mountainous relief of the ZBUM area which shortens the water path in the unsaturated zone, to the presence of a high-permeability soil overlying the fractured low-permeability granitic bedrock and to extensive sub-horizontal fracturing at shallow depths.

The annual groundwater recharge is 15% of mean annual precipitation. This value is consistent with other results from previous studies from hard-rock basins in the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif.

Acknowledgements. This study was performed within the scope of the HIMOCATCH R&D Project granted by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT) and FEDER EU funds, contract POCTI/CTA/44235/02. Funding for the development of VISUAL BALAN was provided by the CICYT project REN 2003-8882 of the Spanish Government.

REFERENCES

Agroconsultores, Geometral (2004) Elaboração da Carta de Solos e de Aptidão das Terras da Zona Interior Centro [in portuguese] (Making of the Soil Map and Land Suitability of Zona Interior Centro). Instituto de Desenvolvimento Rural e Hidráulica, Lisbon, 313pp.

Aureli A (2002) What's ahead in UNESCO's International Hydrological Programme (IHP VI 2002-2007). Hydrogeology Journal 10: 349-350.

Carvalho J M (2001) Estudo hidrogeológico da concessão hidromineral HM-25 Corgas Largas (DTL – Águas Minero-Medicinais de Gouveia, S.A.) [in portuguese] (Hydrogeologic study of the hydromineral concession HM-25 Corgas Largas). TARH – Terra, Ambiente & Recursos Hídricos, Lda, Sacavém (Unpublished Report).

Carvalho J M (2006) Prospecção e pesquisa de recursos hídricos subterrâneos no Maciço Antigo Português: linhas metodológicas [in portuguese] (Exploration of groundwater resources in the Portuguese Hesperian Massif: methodologies). PhD thesis, University of Aveiro.

Carvalho J M, Plasencia N, Chaminé H I, Rodrigues B C, Dias A G, Silva M A (2000) Recursos hídricos subterrâneos em formações cristalinas do Norte de Portugal [in portuguese] (Groundwater resources in hard-rock formations in Northern Portugal). In: Samper J, Leitão T, Fernández L and Ribeiro L (eds). Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. ITGE, Madrid.

Daveau S, Ferreira A B, Ferreira N, Vieira G T (1997) Novas observações sobre a glaciação da Serra da Estrela [in portuguese] (New observations on the Serra da Estrela glaciation). Estudos do Quaternário 1:41-51.

Espinha Marques J, Duarte J M, Constantino A T, Martins A A, Aguiar C, Rocha F T, Inácio M, Marques J M, Chaminé H I, Teixeira J, Samper J, Borges F S, Carvalho J M (2007). Vadose zone characterisation of a hydrogeologic system in a mountain region: Serra da Estrela case study (Central Portugal). In: Chery L, de Marsily Gh (Eds), Aquifer systems management: Darcy's legacy in a World of impending water shortage, SP-10 Selected papers on Hydrogeology, IAH, Taylor & Francis Group, Aquifers Systems Management, 207-221.

Espinha Marques J, Marques J M, Chaminé H I, Carreira P M, Fonseca P E, Samper J, Vieira G T, Mora C, Teixeira J, Carvalho J M, Sodré Borges F, Rocha F T (2006) Hydrogeochemical model of low temperature geothermal system in a mountainous terrain, Serra da Estrela, Central Portugal. Geothermal Resources Council Transactions 30:913-918.

Espinha Marques J, Marques JM, Chaminé HI, Afonso MJ, Carreira PM, Fonseca PE, Cabral J, Monteiro Santos FA, Vieira GT, Mora C, Gomes A, Teixeira J, Samper J, Pisani BJ, Aguiar C, Gonçalves JA, Almeida PG, Cavaleiro V, Carvalho JM, Sodré Borges F, Aires-Barros L, Rocha FT (2005) Hydrogeological study of a high mountain area (Serra da Estrela, Central Portugal): a multidisciplinary approach. Cadernos Lab Xeol Laxe, 30:145-166.

Henriques A G (1985) Avaliação de recursos hídricos de Portugal Continental: contribuição para o ordenamento do território [in portuguese] (Assessment of water resources in Portugal mainland: contribution to land management). Instituto de Estudos para o Planeamento, Lisbon.

INMG, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (1991) O clima de Portugal. Normais climatológicas da región de "Trás-os-Montes e Alto Douro e Beira Interior" correspondentes a 1951-1980 [in portuguese] (The climate of Portugal. Climate normals of the "Trás-os-Montes and Alto Douro and Beira Interior" region from 1951-1980). INMG, Lisbon.

Lima A S, Silva M O (2000) Estimativa da recarga em terrenos graníticos: uma discussão [in portuguese] (Recharge estimation in granitic terrains: a discussion). In: Samper J, Leitão T, Fernández L and Ribeiro L (eds). Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. ITGE, Madrid.

Mendes J C, Bettencourt M L (1980) Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e classificação climática de Portugal Continental [in portuguese] (Contribution to the study of the soil water balance and the climatic classification of Portugal). INMG, Lisbon.

Oliveira J T, Pereira E, Ramalho M, Antunes M T, Monteiro J H (1992) Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000,5ª Ed [in portuguese], (Geological map of Portugal, scale 1/500 000, 5th Ed). Serv Geol Port, Lisbon

Oliveira M M (2006) Recarga de águas subterrâneas: método de avaliação [in portuguese] (Groundwater recharge: an assessment method). PhD thesis, LNEC / University of Lisbon.

Ribeiro A, Kullberg M C, Kullberg J C, Manuppela G, Phipps S (1990) A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. Tectonophysics 184:357-366.

Samper J, Pisani B, Alvares D, García Vera MA (2007). GIS-BALAN: un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un Sistema de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos [in Spanish] (GIS-BALAN: a semi-distributed hydrologic model coupled to a Geographic Information System for water resources assessment). In: VIII Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'07, Córdoba, noviembre de 2007. Pp 341-346.

USSCS, U. S. Soil Conservation Service (1964) Hydrology: In: SCS National Engineering Handbook, Section 4

Vieira G T (2004) Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela: ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual [in portuguese] (Geomorphology of the plateaus and high valleys of Serra da Estrela: cold environments from Late Pleistocene and present dynamics). PhD thesis, University of Lisbon.

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA POR RETORNO DE RIEGO A TRAVÉS DE LA ZNS EN ÁREAS DE AGRICULTURA INTENSIVA BAJO CLIMA SEMI-ÁRIDO. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

J. Jiménez-Martínez[1]*, J. Molinero[1,2] y L. Candela[1]

1: Dpto. Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica
Universidad Politécnica de Cataluña
Campus Nord-Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, España.
e-mail: joaquin.jimenez@upc.edu/lucila.candela@upc.edu, web: http://www.h2ogeo.upc.es

2: Amphos XXI Consulting S.L.
Passeig de Rubí 31, 08197 Valdorreix, Barcelona, España.
e-mail: jorge.molinero@amphos21.com, web: http://www.amphos21.com

Palabras clave: semi-árido, cultivos, balance, recarga, evapotranspiración

RESUMEN. *Para la evaluación de la recarga al acuífero en el Campo de Cartagena (SE España) correspondiente al periodo 1999-2008 se aplicó el código VisualBALAN v. 2.0. El estudio se realizó en cultivos de regadío clasificados en tres grandes grupos: anuales (lechuga y melón), perennes (alcachofa) y árboles frutales (cítricos). La metodología desarrollada ha permitido estimar la recarga producida por precipitación y riego, siendo los valores medios anuales obtenidos de 394, 201 y 194 mm para cultivos anuales, perennes y árboles frutales, respectivamente en el periodo estudiado. Los resultados muestran el papel preponderante de las lluvias (torrenciales) frente al riego (alta eficiencia) sobre la recarga total, el constante alto contenido de agua en el suelo facilita el proceso de infiltración de las mismas. El análisis de sensibilidad realizado, muestra que los parámetros que tienen una mayor incidencia sobre la recarga son la capacidad de campo, punto de marchitez, coeficiente agotamiento del flujo hipodérmico, CEME y número de curva; para las condiciones iniciales y de contorno son contenido inicial de agua en suelo y riego, respectivamente.*

ABSTRACT. *To evaluate water recharge to the aquifer (1999-2008) in the Campo de Cartagena area (SE Spain) the VisualBALAN v. 2.0 code was applied. The study was carried out for three different groups of crops: annual row crops (lettuce and melon), perennial vegetables (artichoke) and fruit trees (citrus). The annual mean recharge values obtained from the applied methodology and studied period were 394, 201 and 194 mm for annual row crops, perennial vegetables and fruit trees, respectively. The assessment of rainfall events in the final recharge is clearly observed, due to the continuous high water content in soil that facilitates the infiltration process of it. The sensitivity analysis shows that the most important parameters affecting recharge are field capacity, wilting point, hypodermic flow depletion coefficient, CEME parameter and curve number; initial water content in soil and irrigation are the most important to initial and boundary conditions, respectively.*

1. INTRODUCCIÓN

La correcta estimación de la recarga a los acuíferos es un aspecto indispensable para el conocimiento de los recursos hídricos disponibles en una unidad acuífera así como para evaluar su vulnerabilidad a la contaminación. En las regiones áridas y semi-áridas la ausencia de cursos superficiales, los aspectos climáticos relacionados con la distribución espacial y temporal de la precipitación y evapotranspiración, y la existencia de procesos de flujo predominantemente de tipo preferencial (Scanlon et al. 2002), constituyen aspectos añadidos que aumentan la complejidad de su estimación. Por otro lado, dado que las condiciones climáticas favorecen la implantación de agricultura intensiva, en determinadas cuencas la estimación de la recarga resulta un ejercicio complejo debido a la presencia de regadío. Para la gestión sostenible de los generalmente escasos recursos hídricos que caracterizan a estas zonas climáticas la correcta cuantificación de la recarga, evaporación y transpiración es de gran

importancia para una obtención fiable de los recursos disponibles (Garatuza-Payan et al. 1998).

El Campo de Cartagena (SE España), región climáticamente caracterizada como semi-árida, la horticultura constituye la principal actividad económica. El objetivo principal de este trabajo se centra en la estimación de la recarga por retorno de riego para diferentes cultivos y de la evapotranspiración *real* para un largo periodo de tiempo (9 años) mediante la aplicación de VisualBALAN v. 2.0 (Samper et al. 2005), un código de balance hídrico distribuido. VisualBALAN ha sido aplicado en numerosos casos de estudio, destacar entre otros muchos trabajos: Carrica y Lexow (2004), García-Santos et al. (2005) y Samper et al. (2007).

2. ÁREA DE ESTUDIO

El Campo de Cartagena comprende un área de 1440 km^2 situada al sureste de España (Murcia). El clima es mediterráneo con una temperatura media anual de 18 ºC y una precipitación media anual de 300 mm, distribuida en pocos eventos intensos producidos en primavera y otoño. La evapotranspiración potencial anual (ET_p) oscila entre 800 y 1200 mm año^{-1}, en función del método empleado en su estimación (Sánchez et al. 1989). El uso principal del suelo es para agricultura de secano o regadío, la superficie de regadío cultivada comprende un área aproximada de 299 km^2, distribuidos en 128.1 km^2 de cultivos hortícolas de tipo anual (principalmente lechuga y melón) y 34.1 km^2 de tipo perenne (principalmente alcachofa), y 136.8 km^2 de árboles frutales (principalmente cítricos) (CARM, 2008). Debido a la escasez de recursos hídricos se aplica riego localizado mayoritariamente.

Para la realización del estudio de recarga se seleccionó una zona experimental con agricultura intensiva desarrollada sobre el acuífero libre superior, constituido por materiales detríticos (principalmente limos) de edad cuaternaria. El acuífero tiene una extensión de 1135 km^2, un espesor medio de 50 m y presenta un gradiente hidráulico entre 0.001 y 0.005 m/m. La intensa actividad agrícola que se desarrolla sobre la superficie del acuífero derivó en su transformación en un sumidero de agroquímicos y condujo a un descenso continuado del nivel freático. La puesta en funcionamiento del *Trasvase Tajo-Segura* en 1980 tuvo como consecuencia el cese de los bombeos y la recuperación de niveles.

Un estudio preliminar llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1994) estimó en 69 hm^3 la recarga anual al acuífero libre superior, de ellos 46 hm^3 por recarga natural y 23 hm^3 debidos al retorno de riego. El cálculo de la recarga por retorno de riego realizado por el IGME fue basado solo en el agua de riego aplicada y no considera el agua añadida por precipitación. La recarga producida por precipitación en áreas cultivadas fue implícitamente incluida en la estimación de la recarga natural, la cual fue un valor único calculado para toda la región. En nuestro trabajo es calculada la recarga producida conjuntamente por riego y precipitación para diferentes cultivos.

3. METODOLOGÍA

El estudio se realizó en tres parcelas experimentales donde se desarrollaron diversos cultivos: *L y M*, cultivo hortícola anual (rotación de lechuga y melón); *A*, cultivo hortícola perenne (alcachofa) y *C*, árboles frutales (cítricos). La superficie de las tres parcelas experimentales es de 1 ha (10000 m^2). Alrededor de las parcelas experimentales se llevaron a cabo idénticas prácticas agrícolas y cultivos para evitar efectos de contorno.

La selección de las parcelas experimentales se basó en los siguientes criterios: permanencia de los tipos de cultivo seleccionados a lo largo del periodo estudiado (1999-2008), existencia de un piezómetro para control del acuífero (CHS, 2008) y la presencia de una estación meteorológica en las proximidades de la zona de estudio (SIAM, 2008). En las parcelas experimentales (*L y M*; *A*; *C*) se aplicaron prácticas agrícolas habituales en el Campo de Cartagena (Tabla 1), incluyendo rotación en el caso de cultivos hortícolas anuales, riego localizado y necesidades hídricas. Se debe mencionar que los cultivos hortícolas estivales (melón) se realizan bajo plástico para incrementar la eficiencia de riego.

Los suelos son de tipo limo-arenosos según la clasificación textural de suelos USDA, y presentan gran homogeneidad en todo el Campo de Cartagena (Ramírez et al. 1999).

Tabla 1. Principales características de las parcelas experimentales (fuentes: **Allen et al. 1998 y ** CARM, 2007)

Parcela experimental	Cultivo	Altura media cultivo*	Máxima profundidad raíces*	Espaciado márgenes	Riego localizado			Necesidades hídricas**
					Diámetro interior	Espaciado emisores	Caudal	
		(cm)	(cm)	(m)	(mm)	(cm)	($l\ h^{-1}$)	($m^3\ ha^{-1}\ año^{-1}$)
L-M	lechuga / melón	30 / 30	30-50 / 80-150	1	16	30	4	3288 / 6169
A	alcachofa	70	60-90	1.7	16	40	4	6623
C	cítricos	400	80-150	6	16	25-125	4	6407

4. ESTIMACIÓN DE LA RECARGA MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE

4.1. Modelo de balance hídrico

Para la obtención del balance hídrico se utilizó VisualBALAN v. 2.0 (Samper et al. 2005), un modelo computacional que permite establecer el balance hídrico en el suelo, zona no saturada y acuífero. Para la realización de la estimación el modelo asume propiedades homogéneas en cada una de estas tres zonas.

Para la obtención del balance hídrico en el suelo, uno de los aspectos importantes es la apropiada estimación de la evapotranspiración *ET*. Para el cálculo de la evapotranspiración de referencia $ET_0(t)$ se aplicó el método FAO Penman-Monteith y la evapotranspiración potencial $ET_p(t)$ se obtuvo a partir de Allen et al. (1998):

$$ET_p(t) = K_c(t) \cdot ET_0(t) \tag{1}$$

siendo $K_c(t)$ el coeficiente de cultivo especifico, que caracteriza la absorción de agua por la planta y la evaporación relativa al cultivo de referencia para cada estadío de crecimiento. Para cultivos hortícolas perennes se aplicó $K_c = 0.95$ como valor medio anual (Allen et al. 1998), y para árboles frutales se utilizó un valor medio mensual (Castel, 2001), aunque el valor medio anual es $K_c = 0.68$ para una superficie de suelo sombreada ≥ 64 %. La evaporación potencial $E_p(t)$ se calculó a partir de:

$$E_p(t) = ET_p(t) \cdot \exp^{-\beta \cdot LAI(t)} \tag{2}$$

donde β (≈ 0.4) es el coeficiente de extinción de la radiación y $LAI(t)$ es el índice foliar calculado mediante:

$$E_p(t) = ET_p f(t) \tag{3}$$

La función $f(t)$ varía entre $f(t) = 1$ para un suelo sin cubierta vegetal donde la evaporación es máxima y la transpiración es cero y $f(t) = 0$ cuando el cultivo alcanza su estadio medio de crecimiento y la evaporación es cero. La transición entre $f(t) = 1$ y $f(t) = 0$ se modela mediante una curva sigmoidal (Jiménez-Martínez et al. 2009).

Finalmente, la transpiración potencial $T_p(t)$ queda definida como:

$$T_p(t) = ET_p(t) - E_p(t) \tag{4}$$

De acuerdo con las prácticas agrícolas en la zona, el cálculo de la $ET_p(t)$ para cultivos de invierno (lechuga) se estimó mediante la Ec. (1). Para el cultivo estival (melón) dado que $E_p(t)$ es cero al realizarse el cultivo bajo plástico, la $T_p(t)$ se obtiene a partir de la Ec. (4). Para cultivos hortícolas perennes y árboles frutales se asumió su total desarrollo por lo que la $ET_p(t)$ se calcula a partir de la Ec. (1).

Los valores de precipitación, *P,* y riego, *Ir*, se distribuyen entre intercepción *In*, escorrentía E_s e infiltración *I*. La fracción de *P* que es interceptada por la vegetación supone una pérdida de agua por evaporación y la

reducción de la escorrentía. Parte del agua infiltrada por P y Ir se pierde por evapotranspiración, ET, y otra es almacenada en el suelo, $\Delta\theta$. En este trabajo In se calculó por el Método de Horton (López, 1997) y E_s mediante el método de Número de Curva (Soil Conservation Service, 1975). Existen varios métodos que permiten relacionar la evapotranspiración real $ET_a(t)$ y la evapotranspiración potencial $ET_p(t)$, para su obtención en este trabajo se utilizó el Método Exponencial (Samper et al. 2005).

Se asumió que el suelo es homogéneo e isótropo, la fase gaseosa no afecta al flujo de agua, el flujo de agua debido a gradientes térmicos es despreciable, y se consideró una recarga difusa para calcular la recarga potencial hacia la zona no saturada, P_e. VisualBALAN ofrece varias opciones para resolver este aspecto, en este caso se ha usado el Método Convencional (Samper et al. 2005). En la zona no saturada, P_e puede subdividirse en flujo hipodérmico, Q_h , y flujo vertical o percolación, Q_p. Ambos son función del volumen de agua almacenado por unidad de superficie, V_h, de la permeabilidad horizontal, K_{hv}, y vertical ,K_{vv} ,y de un coeficiente de agotamiento para el flujo hipodérmico,α_h, y flujo vertical, α_p. El balance de agua en la zona no saturada se resolvió mediante un esquema explicito.

Para calcular el nivel de agua en el acuífero, el código VisualBALAN establece el balance de agua para cada Δt. Para su cálculo las parcelas experimentales fueron consideradas como una sola celda. El volumen de agua V_a y la altura del nivel h están referidas a un nivel de referencia (nivel base) h_{t0}, al cual corresponde un volumen V_{a0}. El volumen de agua almacenado respecto al valor de referencia $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$, se relaciona con la variación de nivel $\Delta h = (h - h_{t0})$, a través de la porosidad efectiva, m_e, mediante $\Delta V_a = m_e \Delta h$. El balance de agua en el acuífero se realiza considerando un flujo de entrada vertical o percolación, Q_p, y la descarga subterránea, Q_s., la cual depende de un coeficiente de agotamiento α_s, y este a su vez es función del coeficiente de almacenamiento del acuífero S.

4.2. Análisis de sensibilidad

En la utilización de los modelos se presentan diversas fuentes potenciales de incertidumbre, que además pueden afectar a la precisión y fiabilidad de las predicciones finales por lo que es necesario un análisis de sensibilidad e incertidumbre. Por un lado se pueden distinguir incertidumbres derivadas de los parámetros y condiciones iniciales del modelo y por otro, las asociadas a las condiciones de contorno. Cuantificar el efecto de la incertidumbre sobre los cálculos de recarga requiere el conocimiento de su variabilidad estadística y correlación estructural. Sin embargo, el análisis de sensibilidad puede aportar información sobre la incertidumbre del modelo dada su estrecha relación.

Para el análisis de la incertidumbre sobre los parámetros y las condiciones iniciales del modelo, el análisis de sensibilidad se realizó a partir de la opción incluida en VisualBALAN. En el segundo caso, incertidumbre asociada a las condiciones de contorno, se realizó un análisis de sensibilidad relativa definida como AS/CP. Para ello se realizó un cambio relativo en las variables de entrada (input) CP definido como $|P_s\text{-}P_b|/P_b$ 100, y en los datos de salida (output) AS definido como $|C_s\text{-}C_b|/C_b$ 100, donde P_s y P_b son valores de la variable usados para el análisis de sensibilidad y modelo base calibrado, respectivamente, y C_s y C_b son datos de salida calculados en el análisis de sensibilidad y modelo base calibrado, respectivamente.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Resultado modelación

El periodo para el que se desarrolló el experimento fue de nueve años hidrológicos comprendidos entre Octubre de 1999 y Septiembre de 2008. La calibración y validación se efectuó para cultivos hortícolas anuales (lechuga y melón), para cultivos hortícolas perennes (alcachofa) y árboles frutales (cítricos), aunque en el presente trabajo solo son presentados los resultados de las calibraciones (Figura 1).

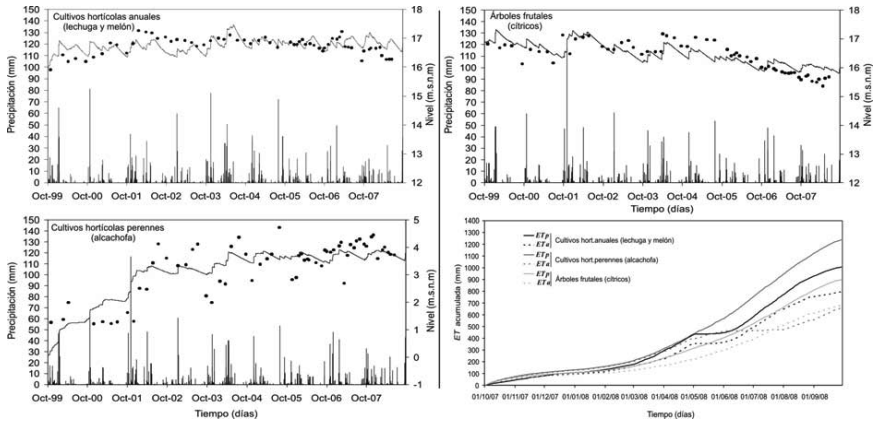


Figura 1. Evolución piezométrica para el modelo calibrado, niveles medidos y precipitaciones en cada tipo de cultivo. ET_p y ET_a acumuladas en el último año hidrológico (Oct 2007-Sept 2008) para cada tipo de cultivo.

Tabla 2. Valores iniciales de los parámetros y valores estimados para los ajustados en cada tipo de cultivo para el periodo completo estudiado (Oct 1999-Sept 2008). Medidas de bondad de ajuste entre nivel medido y simulado.

Parámetros	Cultivos hortícolas ANUALES		Cultivos hortícolas PERENNES		Árboles frutales	
	Valor inicial	Valor ajustado	Valor inicial	Valor ajustado	Valor inicial	Valor ajustado
Calibrados						
Lluvia mínima para aguacero (mm)	2	2	2	2	2	2
Coef. agotamiento flujo hipodérmico, α_6 (día^{-1})	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Coef. Agotamiento descarga subterránea, α_s (día^{-1})	0.0173	0.0050050	0.0173	0.0009812	0.0173	0.0009812
Coeficiente de almacenamiento, S	0.2	0.2098	0.2	0.2065	0.2	0.2
Nivel de descarga del acuífero, h_0 (m)	15.80	15.78	1.50	1.50	13.55	13.57
Permeabilidad vertical zona no saturada, K_{vv} (mm día^{-1})	432	432	432	432	432	432
Coef. agotamiento flujo vertical , α_p (día^{-1})	0.6931	0.6931	0.6931	0.6931	0.6931	0.6931
CEME (mm) [valor límite de déficit hídrico, entre *FC* y *WP*]	20	1.549	20	0.965	20	1.006
*Fijados**						
Espesor suelo, b_s (cm)	50		100		150	
Porosidad total suelo, Φ_s (cm^3 cm^{-3})	0.4		0.4		0.4	
Punto de Marchitez, *WP* (cm^3 cm^{-3})	0.1		0.1		0.1	
Capacidad de Campo, *FC* (cm^3 cm^{-3})	0.2		0.2		0.2	
Número de Curva**	58		58		25	
Permeabilidad vertical suelo, K_{vs} (cm s^{-1})	0.0004		0.0004		0.0004	
Bondad del ajuste						
Error cuadrático medio, *RMSE*	0.309		0.590		0.348	
Error medio absoluto, *MAE*	0.256		0.480		0.294	

*Parámetros fijados, tomados de Jiménez et al. (2007) y Jiménez-Martínez et al. (2009). ** Soil Conservation Service, 1975.

La simulación con los parámetros iniciales del modelo condujo a resultados que presentaban un pobre ajuste respecto a los datos medidos. Por ello, se realizaron numerosos intentos de calibración de parámetros en las tres zonas (suelo, zona no saturada, acuífero) mediante las rutinas de optimización de parámetros incorporadas en VisualBALAN y datos medidos (niveles). Entre las diversas parametrizaciones consideradas, se seleccionó aquella considerada óptima a partir del diagnóstico de la información proporcionada por las rutinas de VisualBALAN (entre otras el error cuadrático medio, *RMSE*), inspección visual y principio de parsimonia. La mejor parametrización está constituida por ocho parámetros seleccionados entre un total de catorce (Tabla 2). Los valores finales de los parámetros ajustados resultaron muy similares para las tres parcelas experimentales,

hecho que confirma la hipótesis inicial sobre la homogeneidad del tipo de suelos (Ramírez et al. 1999) y del relleno Cuaternario.

5.2. Balance hídrico y estimación de la recarga

El balance hídrico y la recarga para cada tipo de cultivo se calculó a partir del los modelos calibrados (periodo completo Oct 1999-Sept 2008). La Figura 2 muestra la evolución de la recarga anual para cada cultivo. Si se tiene en cuenta que la dosis de riego anual es prácticamente invariable a lo largo del tiempo, la variación en la recarga anual se explica a partir de la cantidad de precipitación producida. La recarga media para cultivos hortícolas es de 397 ± 70 mm [media ± desviación estándar] en anuales, de 201 ± 64 mm para perennes y 194 ± 75 mm para árboles frutales durante el periodo estudiado. Los valores de drenaje son muy similares a los resultados obtenidos por otros autores para este tipo de cultivos (Castel et al. 1987; Hanson et al. 1997; Lidón et al. 1999). Debido a la alta dosis y muy alta frecuencia de riego, el incremento de la recarga se produce durante los intensos episodios de lluvia, coincidiendo con importantes ascensos en los niveles (Figura 1). El rápido ascenso del nivel es debido al escaso espesor de zona no saturada en las parcelas experimentales, siendo 3, 11 y 8 m para *L y M*, *A* y *C*, respectivamente. Por otro lado el constante alto contenido de agua en el suelo, facilita el proceso de infiltración durante la lluvia. En los diagramas circulares se han representado valores medios correspondientes a los componentes del balance hídrico en cada cultivo y periodo estudiado (Oct 1999-Sept 2008). Se observa un valor alto de *In* en los cultivos hortícolas perennes y árboles frutales (debido a sus importantes valores de *LAI*). Destacar que Q_h y E_s son muy bajos en los tres casos, como era de esperar por observaciones de campo.

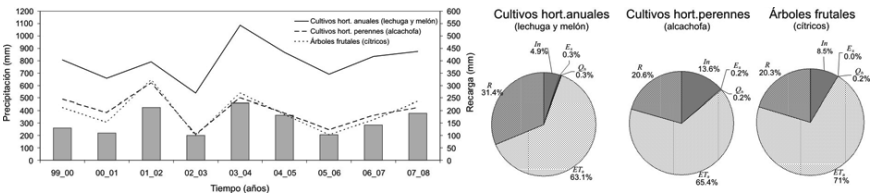


Figura 2. Evolución anual de la recarga para cada cultivo. Cantidad total de precipitación en cada año hidrológico (barras grises). Diagramas circulares con los valores medios de los diferentes componentes del balance hídrico para cada tipo de cultivo.

La Figura 1 muestra los valores acumulados de ET_p y ET_a para el último año hidrológico en los tres cultivos. El valor de ET_a fue generalmente más bajo que ET_p dada la imposibilidad del suelo en determinados momentos de mantener los valores de la T_p. Este hecho se presenta principalmente en cultivos hortícolas perennes, donde no existe riego en los meses de Julio y Agosto.

5.3. Análisis de sensibilidad

La perturbación de cada uno de los parámetros fue llevada a cabo considerando fijos el resto, valores obtenidos en el modelo calibrado (Tabla 2). El resultado del análisis muestra que de todos los parámetros incluidos en el modelo, la recarga es especialmente sensible a cinco de ellos: capacidad de campo *FC*, punto de marchitez *WP*, *CEME* (valor límite de déficit hídrico, entre *FC* y *WP*), Número de Curva y coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico α_h (ver Figura 3). Dado que el presente modelo considera cada parcela experimental como una sola celda, la recarga es solo sensible a los parámetros del suelo. La recarga sufre cambios de igual magnitud en los tres tipos de cultivo para perturbaciones en los parámetros *FC*, *WP*, *CEME* y α_h. El Número de Curva supone cambios en la recarga para cultivos hortícolas anuales y perennes, pero no en los árboles frutales.

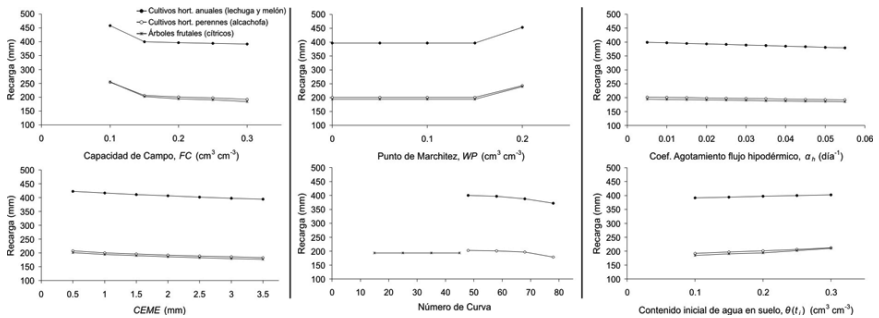


Figura 3. Sensibilidad de la recarga a la perturbación de varios parámetros (p) y condiciones iniciales (c. i.) para cada tipo de cultivo (solo mostrados los p y c. i. a los que es sensible la recarga)

El segundo paso del análisis de sensibilidad consiste en la perturbación de las condiciones iniciales (contenido inicial de agua en suelo $\theta(t_i)$, nivel inicial del acuífero h, volumen de agua almacenado por unidad de superficie en la zona no saturada V_h, nivel de referencia del acuífero h_0). En este caso la recarga fue sensible solo a $\theta(t_i)$, con un patrón de cambio similar para los tres cultivos.

Tabla 3. Resumen del análisis de sensibilidad relativa para las condiciones de contorno en cada tipo de cultivo

Condiciones contorno		Recarga					
		Cultivos hortícolas ANUALES		Cultivos hortícolas PERENNES		Árboles frutales	
Nombre	Cambio relativo (%) CP	Cambio relativo (%) AS	Sensibilidad relativa AS/CP	Cambio relativo (%) AS	Sensibilidad relativa AS/CP	Cambio relativo (%) AS	Sensibilidad relativa AS/CP
Precipitación, P	10	5.36	0.53	7.39	0.74	11.65	1.16
Evapotranspiración referencia, ET_0	10	9.04	0.90	10.03	1.00	5.57	0.56
Riego, Ir	10	15.08	1.50	16.42	1.64	8.47	0.41
Altura del cultivo	30	4.03	0.13	15.37	0.51	-	-

Para las condiciones de contorno fue desarrollado un análisis de sensibilidad relativo (Tabla 3). En este análisis se incluyeron: P, ET_0, Ir y altura de la planta. Efectos debidos a temperatura, número de horas de sol, velocidad del viento, humedad relativa ambiental o albedo quedan incluidos en ET_0. K_c causa efectos similares a los de ET_0, de acuerdo con la Ec. (1) dada la relación existente entre estos parámetros. Al contrario de lo que cabría esperar, el cambio más importante no siempre lo produce Ir, como es en el caso de los árboles frutales donde lo fue P.

6. CONCLUSIONES

El retorno de riego supone una parte sustancial de la recarga a los acuíferos en zonas semi-áridas con agricultura intensiva, como ocurre en el Campo de Cartagena y cuya precipitación anual es del orden de 300 mm. Sin embargo, las intensas lluvias que de forma episódica se producen en estas zonas juegan un papel fundamental. Los valores medios de recarga a partir del agua aplicada (precipitación + riego) para el periodo estudiado (Oct 1999-Sept 2008) fueron de 397, 201 y 194 mm para cultivos hortícolas anuales, cultivos hortícolas perennes y árboles frutales respectivamente, superiores a las estimaciones previas existentes. La aplicación del regadío en función del estado de humedad del suelo, condiciones climáticas y necesidades hídricas de los cultivos, podría reducir significativamente la recarga por retorno de riego.

En comparación con otras técnicas habituales, la aplicación del modelo en esta zona ha demostrado ser una herramienta de gran utilidad y sencilla aplicación para la estimación de la recarga en condiciones de regadío.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido desarrollado dentro de los proyectos CGL-2004-05963-C04-01 y CGL2007-66861-C04-03, plan nacional I+D+I del Ministerio de Ciencia e Innovación. También queda incluido en el marco del proyecto 08225/PI/08 "Programa de Generación del Conocimiento Científico de Excelencia" Fundación Seneca, Región de Murcia (II PCTRM 2007-10).

REFERENCIAS

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements.* Irrigation and Drainage. Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.

CARM, 2007. *El Agua y la Agricultura en la Región de Murcia. Un Modelo de Eficiencia*. Consejería de Agricultura y Agua de la Región de Murcia. pp. 111.

CARM, 2008. Consejería de Agricultura y Agua de la Región de Murcia. Datos estadísticos agrarios. Disponible: <http://www.carm.es>.

Carrica, J. C. y Lexow, C., 2004. Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (2)*, 281-290.

Castel, J.R., 2001. Consumo de agua para plantaciones de cítricos en Valencia. *Fruticultura profesional, 123*, 27-32.

Castel, J.R., Bautista, I., Ramos, C., Cruz, G., 1987. Evapotranspiration and irrigation efficiency of mature orange ochards in Valencia (Spain). *Irrig. Drain. Syst. 3*, 205-217.

CHS, 2008. Confederación Hidrografica del Segura. Datos piezométricos. Disponible: <http://www.chsegura.es>.

Gracía-Santos, G., Mazol, V., Morales, D., Gómez, L. A., Pisani, B, Samper, J., 2005. Groundwater recharge in a mountain cloud laurel forest at Garajonay National Park (Spain). *Geophysical Research Abstract, Vol. 7*, 00942.

Garatuza-Payán, J., Shuttleworth, W.J., Encinas, D., McNeil, D.D., Stewart, J.B., DeBruin, H., Watts, C., 1998. Measurement and Modelling evaporation for irrigated crops in Northwest Mexico. *Hydrol. Process. 12*, 1397-1418.

Hanson, B.R., Schwankl, L.J., Schulbach, K.F., Pettygrove, G. S., 1997. A comparison of furrow, surface drip irrigation on lettuce yield and applied water. *Agric. Water Manage. 33*, 139-157.

IGME, 1994. *Las aguas subterráneas del Campo de Cartagena (Murcia)*. IGME, Madrid, España, 62 pp.

Jiménez, J., García, G., Queralt, I., Aragón, R., García-Arostegui, J. L., Solano, F., Candela, L., 2007. Vadose zone characterization in an experimental plot under intensive agriculture. Preliminary results. International conference WAter POllution in natural POrous media at different scales (WAPO2). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas. Nº 22. 143-148.

Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.Th., Candela, L., 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. *J. Hydrol. 367 (1-2)*, 138-149.

Lidón, A., Ramos, C., Rodrigo, A., 1999. Comparison of drainage estimation methods in irrigated citrus ochards. *Irrig. Sci. 19*,25-36.

López, J., 1997. Evaluación de la recarga por cambios en la cobertura vegetal. En: Custodio, E., Llamas, R., Samper, J. (Eds.), La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. Series ITGE, Madrid, España. pp. 455.

Ramírez, I., Vicente, M., García, J., Vaquero, A., 1999. *Mapa digital de suelos de la Región de Murcia*. Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente. Guía y CD-ROM. pp. 78.

Samper, J., García Vera, M. A., Pisani, B., Varela, A., Losada, J. A., Alvares, D., Espinha Marques, J., 2007. Using hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). En: Lobo Ferreira, J. P., Vieira, J. M. P. (Eds.), Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. *IAHS 310*, 259-266.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J., García Vera, M.A., 2005. Manual Usuario. VisualBALAN v.2.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. pp 150.

Sánchez, M.I., López, F., Del Amor, F., Torrecillas, A., 1989. La evaporación y evapotranspiración en el Campo de Cartagena y Vega Media del Segura. Primeros resultados. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1239-1251.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J. 10*, 18-39.

SIAM, 2008. Servicio de Información Agraria de Murcia. Datos climáticos. Disponible: <http://siam.imida.es>.

Soil Conservation Service, 1975. Engineering field manual conservation practices. U. S. Department of Agriculture.

EVALUACIÓN DE LA CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN E IMPACTO HIDROGEOLÓGICO DE LAS BALSAS DE RECARGA ARTIFICIAL DEL BAIX LLOBREGAT (STA. COLOMA DE CERVELLÓ)

Miguel Luna[1]*, Joaquin Salas[1], Jorge Molinero[1], Enric Queralt[2], Marina Rull[2],Victòria Colomer[3], Luca Trevisan[1], Eduard Ruiz[1], Jordi Guimerà[1] i Josep María Niñerola[3]

1: Amphos XXI Consulting, S.L.
Passeig de Rubí 29-31,E-08197 Valldoreix,Spain.
email: miguel.luna@amphos21.com, web: http://www.amphos21.com

2: Comunitat d'Usuaris d'Aigües del Delta del Llobregat.
Avgda.Verge de Montserrat, 133, 1r.2ª.08820 El Prat de Llobregat (Barcelona).
email: equeralt@cuadll.org, web: http://www.cuadll.org

3: Agència Catalana de l'Aigua,
C/Provença 204-208 08036 Barcelona.
email: vcolomer@gencat.cat, web: http://aca-web.gencat.cat

Palabras clave: Zona no Saturada, Balsas de recarga artificial, Delta, Llobregat.

RESUMEN. *En este documento se presentan los trabajos previos relacionados con la recarga artificial mediante balsas de los acuíferos del Delta del Llobregat, construidas en Santa Coloma de Cervelló (Barcelona). El objetivo es reducir el déficit de agua existente, motivado por la ocupación del suelo asociada a la actividad industrial y urbana de la zona, lo que ha reducido considerablemente su superficie natural de recarga. En este sentido, la capacidad de infiltración de la zona no saturada juega un papel fundamental, ya que de esto depende que sea exitosa. Para simular la infiltración a una escala reducida, la CUADLL ha diseñado una balsa experimental "in situ". El objetivo final será la implementación de los resultados experimentales en un modelo numérico para simular el comportamiento a largo plazo del sistema acuífero. En este documento se presenta también un modelo numérico previo, sin embargo este deberá ser mejorado con los resultados experimentales.*

ABSTRACT. *In this document previous work dealing with the artificial recharge of Llobregat Delta aquifers is presented. Artificial recharge will be done by means of antropic pools located in Santa Coloma de Cervelló (Barcelona).The objective is to reduce the groundwater deficit existent in this area, motivated by soil occupation, since industrial and urban activity have decreased the natural recharge surface considerably. In this sense, infiltration capability of the unsaturated zone will play a fundamental role, thus depending on it the aquifer recharge will be successful. To simulate infiltration in a reduced scale, CUADLL has designed an "in situ" experimental pool. The final objective is to insert experimental results in a numerical model and simulate the long term behaviour of the aquifer system. In this document is also presented a previous model; however it should be improved with experimental data.*

1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo económico del área metropolitana de Barcelona ha comportado que el curso medio y el delta del río Llobregat hayan sufrido durante décadas una intensa presión urbanística y de infraestructuras. La progresiva impermeabilización del suelo ha comportado un impacto hidrogeológico directo sobre los acuíferos que conforman el Delta y el Valle bajo del Llobregat, que de esta manera han visto reducida notablemente su superficie natural de recarga. Este hecho, asociado a una actividad extractiva continuada en el tiempo, ha provocado que actualmente haya un déficit hídrico notable, pudiéndose agravar otros problemas, como los

asociados a la intrusión salina. La solución a esta situación adversa pasa por compensar la falta de recurso, recargando el acuífero de manera artificial con agua de origen superficial, como la del propio río o la de algún sistema alternativo (Aquaplan, 2008). En este sentido, la *Comunitat d'Usuaris d'Aigües del Delta del Llobregat* (CUADLL), bajo el auspicio de la *Agència Catalana de l'Aigua* (ACA) tiene previsto la construcción de un sistema constituido por balsas artificiales; tres de decantación y otra tres de infiltración. El objetivo de las balsas de decantación es evitar la formación de niveles limosos en el fondo de las de infiltración, lo que a medio plazo podría mermar su efectividad.

Las balsas, en su conjunto, tendrán por objeto la infiltración anual de 10 Hm^3 de agua. Se desconoce, no obstante, si el terreno tendrá capacidad de infiltración suficiente como para admitir este volumen anual, así como las consecuencias que esta infiltración puede tener en el entorno más cercano, como es la plataforma del AVE. En consecuencia, ha sido necesario realizar una caracterización geológica de detalle mediante diferentes técnicas de prospección. Esta caracterización se ha utilizado posteriormente en la elaboración de un modelo geológico conceptual, utilizado como base fundamental para la realización del resto de trabajos englobados en este proyecto.

Con el objetivo de reducir el grado de incertidumbre sobre la capacidad de infiltración del medio, la CUADLL ha diseñado y construido un ensayo piloto *in situ* en base al modelo geológico elaborado. Este ensayo consiste en una balsa de infiltración hecha a escala, instrumentada y preparada para realizar experimentos previos a la construcción definitiva de las balsas. A fecha de Abril de 2009, el experimento se encuentra finalizado, sin embargo aún no se cuenta con el tratamiento de los datos, por lo que no se incluyen en el presente artículo. A partir de los resultados experimentales obtenidos, se procederá a calibrar un modelo numérico de flujo subterráneo en la zona no saturada. El modelo o modelos, dependiendo de las necesidades de proyecto, será elaborado por AMPHOS 21. El objetivo es poder predecir el comportamiento hidrogeológico del sistema acuífero mediante una herramienta numérica fiable y robusta, validada a partir de datos reales.

2. SITUACIÓN DE LAS BALSAS

Las balsas se construirán en el término municipal de Santa Coloma de Cervelló, al sur de Sant Vicenç dels Horts, ambas poblaciones en la Provincia de Barcelona. La zona se ubica en un terraplén situado entre el margen derecho del río Llobregat y la plataforma del tren de Alta Velocidad (AVE) Barcelona-Madrid (Figura 1).

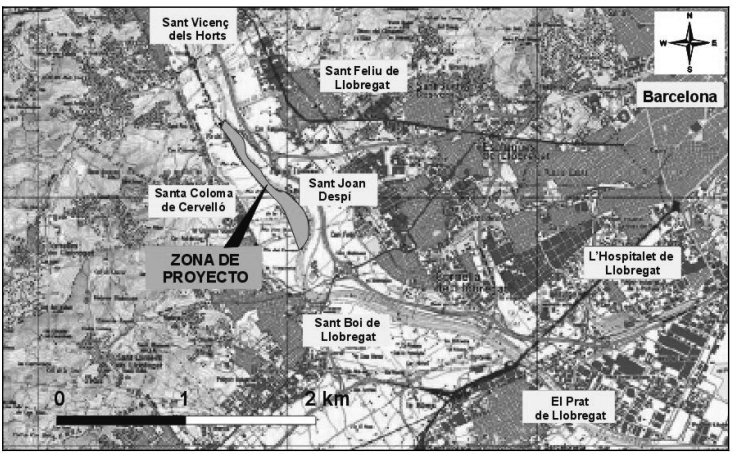


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio.

Geológicamente, la zona de estudio se ubica en los depósitos aluviales del Delta del Llobregat, en una de las terrazas más actuales, como indica su proximidad al río. Se constituye de materiales detríticos de granulometría diversa, entre arcillas y gravas, de fuerte variabilidad lateral y vertical. El basamento del conjunto sedimentario en esta zona se corresponde con las margas del Neógeno, no obstante, éste pasa a ser directamente el Paleozoico en sectores cercanos (Figura 2).

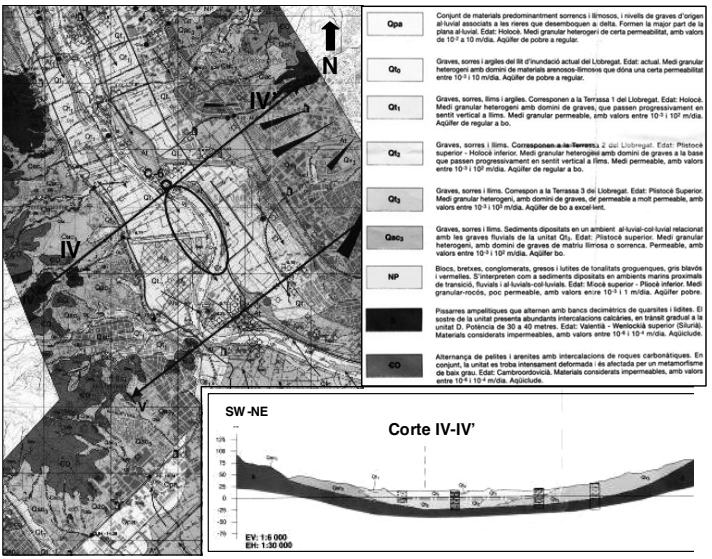


Figura 2. Situación geológica de la zona de estudio. En el corte transversal SW-NE se sitúa hacia el N de la zona estudiada, en la que el basamento se constituye de materiales paleozoicos (ICC, 2006).

3. ENSAYO PILOTO DE INFILTRACIÓN EN UNA ZONA DE BAJA PERMEABILIDAD

El ensayo de infiltración se ha realizado mediante una balsa situada en la zona poco permeable de la parcela destinada al sistema de recarga del acuífero. La balsa de ensayo excavada tiene una superficie de 120 m^2 y entre 4,5 y 5 m de profundidad. Los taludes tienen una proporción aproximada de 1:1. El agua de recarga es la del río Llobregat extraída mediante una bomba sumergible de 2,2 kw de potencia y un caudal nominal de 40 m^3/h.

El caudal de entrada a la balsa se ha medido con un caudalímetro. La medición de la lámina de agua en el interior de la balsa se ha controlado con una regla limnimétrica y un sensor de presión de agua en continuo tipo TD.

El control del nivel piezométrico se ha llevado a cabo mediante sensores TD instalados en los piezómetros SC-12, PZ-0-Desc, SC-6, SC-11, SC-16, SC-8, SC-29 i SC-3 (Figura 4).

Al mismo tiempo se ha controlado la calidad del agua recogiendo muestras y parámetros *in-situ* con frecuencia semanal o quincenal (según el piezómetro). También se han instalado sensores en continuo del tipo CTD en los piezómetros adyacentes a la balsa (SC-12 y PZ-0-Desc) y en el agua de entrada para obtener una mayor precisión en la variación de la conductividad eléctrica.

El ensayo empezó el día 9 de marzo de 2009 y finalizó el día 31 del mismo mes. El caudal medio aportado a la balsa ha sido de unos 30 m^3/h y la tasa de infiltración calculada de unos 5 m^3/m^2/d.

Con los datos de campo, se observó que el piezómetros de la balsa SC-12 aumentó su nivel piezométrico del orden de 9 m, mientras que el resto de puntos de control no notaron afección. En estos mismos piezómetros los valores de conductividad disminuyeron hasta igualarse a la del agua del río.

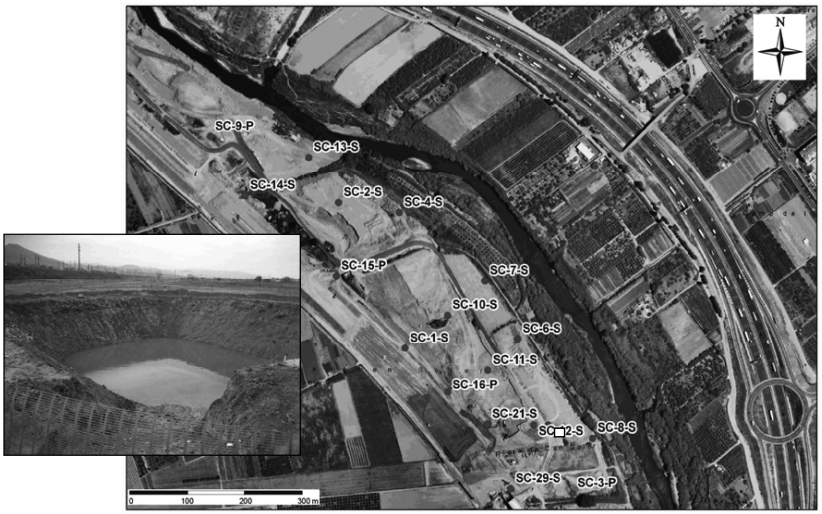


Figura 3. Ubicación de los piezómetros y de la balsa del ensayo. Detalle de la balsa.

4. MODELACIÓN PREVIA EN ZONA DE BAJA PERMEABILIDAD

4.1. Modelo conceptual

El modelo geológico conceptual se ha elaborado en base a los estudios de caracterización mediante sondeos de la zona donde se ubicaran las balsas (Geas Integral, 2008 y Bosch & Ventayol, 2008). Se han construido un conjunto de cortes geológicos en direcciones NNW-SSE y SW-NE respectivamente, considerando una profundidad máxima de estudio de 40 m. Finalmente, la interpretación granulométrica se ha contrastado con un estudio geoeléctrico (GS Ingeniería, 2008).

La interpretación sedimentológica a partir de los cortes geológicos, indica una clara tendencia a la disminución granulométrica de los cuerpos sedimentarios de N a S y también, aunque en menor grado, en sentido E, hacia el río Llobregat. Se definen finalmente hasta 4 niveles litoestratigráficos distintos (Figura 4):

1. Depósito limo-arenoso superficial, frecuentemente erosionado y con rellenos de origen antrópico.
2. Nivel de gravas superior, con disminución lateral de potencia hacia el S y el NE. Este nivel se subdivide en dos por la interestratificación de limos y arcillas. De éstos, el nivel inferior desaparece hacia el S, pasando lateralmente a limos y arcillas. Éstos, están en conexión hidráulica con el depósito limo-arcilloso descrito a continuación, lo que configura los 20 m superiores de la serie sedimentaria en el sector sur de las balsas.
3. Depósito arcilloso intermedio, constituyendo el inicio de la cuña de limos del Delta en su sector NW. Este depósito aumenta de espesor hacia el S a la vez que disminuye la granulometría del sedimento en general. Lateralmente pasa de arenas y arcillas a limos y a arcillas y gravas.
4. Nivel de gravas inferior, en contacto con el basamento precuaternario y estructurado como un depósito

continuo y potente.

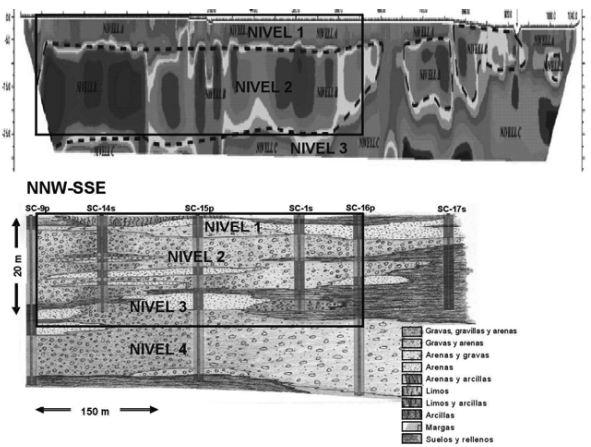


Figura 4. Definición de niveles geológicos a partir de la correlación entre datos de sondeo y resultados de la prospección geoeléctrica.

4.2. Modelo numérico

En base al modelo geológico conceptual se ha elaborado un modelo numérico 2D preliminar, en condiciones no saturadas y régimen estacionario. El modelo ha tenido como objetivo la evaluación de los efectos de la recarga artificial en la zona de baja permeabilidad en la que se sitúa la balsa del ensayo piloto, aunque considerando una extensión total de 500 m.

El modelo reproduce una de las secciones del modelo geológico, en el que se diferencian 5 materiales básicos: (1) suelos y relleno, (2) arenas y gravas, (3) arcillas y limos, (4) limos y arenas y (5) gravas. Los materiales han sido caracterizados hidrogeológicamente a partir de sus las granulométricas obtenidas en laboratorio. Los parámetros correspondientes a la zona no-saturada se han obtenido por extrapolación mediante curvas del tipo "succión-permeabilidad" y "succión-grado de saturación" existentes en la bibliografía (Swanson and Barbour, 1991) y basadas en las características geotécnicas básicas del suelo (Figura 5 y Figura 6). Los parámetros hidrogeológicos materiales se presentan en la Tabla 1.

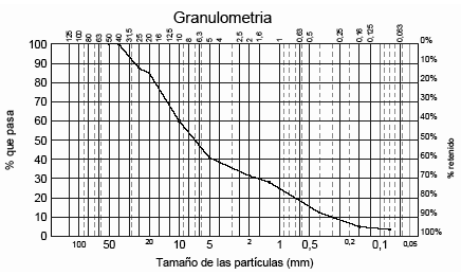


Figura 5. Curva granulométrica experimental para el nivel de gravas y arenas.

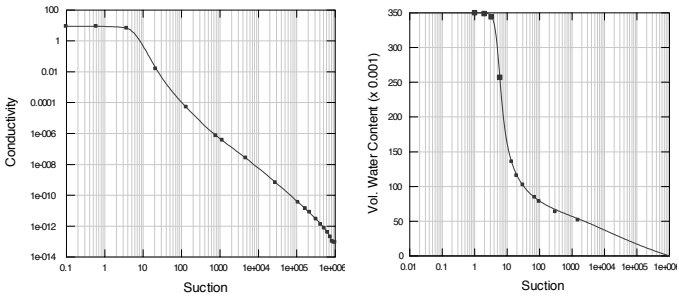


Figura 6. Funciones asociadas en medio no saturado (Swanson & Barbour, 1991)

Tabla 1. Parámetros de los materiales hidrogeológicos

Material	k_{sat} (m/s)	Φs
Suelos y relleno	4,3e-6	0,35
Arenas y gravas	5,4e-5	0,39
Arcillas y limos	8,4e-9	0,41
Limos y arenas	1,4e-7	0,42
Gravas	1e-4	0,35

En la Figura 7 se ilustra la distribución de materiales geológicos en el modelo para la sección longitudinal mencionada. Se aprecia claramente el nivel de arcillas y limos intermedio que constituye el inicio del acuitardo del Delta. Se trata de un nivel potente que hacia el SSE (Delta) supera incluso los 15 m de espesor. Por debajo aparecen las gravas que constituyen el acuífero principal y que hacia el NNW (aguas arriba) se unen a los niveles de arenas y gravas superiores (formando un único acuífero).

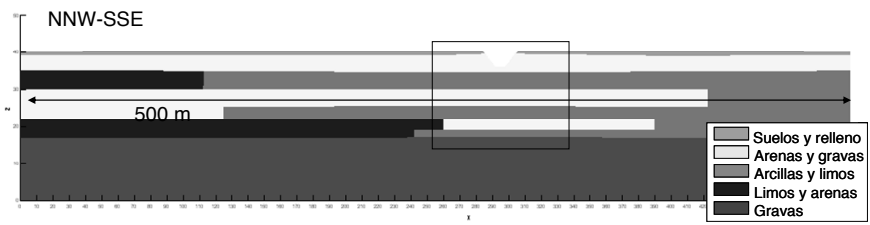


Figura 7. Distribución de materiales en el modelo. Escala vertical exagerada.

Como condiciones de contorno se ha impuesto nivel fijo para el acuífero principal respetando la dirección de flujo natural, es decir NNW-SSE. También se ha impuesto nivel fijo en la zona correspondiente a la balsa experimental e igual a 1m, este nivel es incierto por lo que se debe comprobar la capacidad real de infiltración, aunque permite crear un flujo suficiente para los objetivos del modelo. En el caso de la cuña de limos se ha impuesto flujo nulo en el contorno SSE debido a su previsible baja permeabilidad. En el contorno inferior el flujo es igualmente nulo, ya que se considera que el sustrato es impermeable. Adicionalmente se ha considerado una recarga por precipitación de 600 mm/a. Ello permite simular una situación real de humedecimiento (contenido volumétrico de agua) necesaria para un problema en zona no saturada. La malla numérica de elementos finitos y las condiciones de contorno se ilustran en la Figura 8.

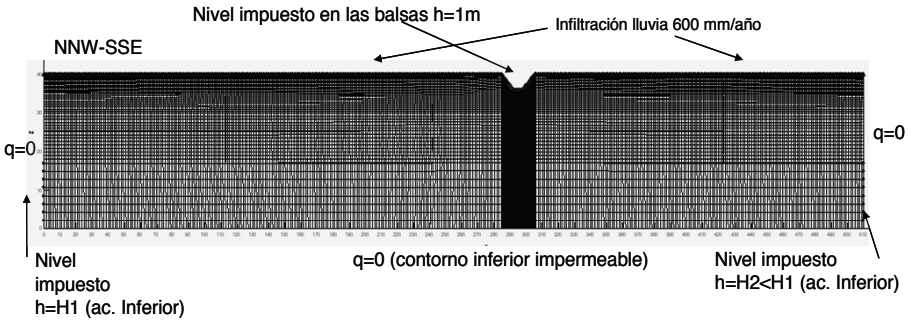


Figura 8. Características de la malla de elementos finitos. Escala vertical exagerada.

5.2. Resultados

Las simulaciones realizadas con el modelo preliminar son poco explícitas en cuanto al comportamiento de la zona no saturada, aunque parece ser que su efecto será notable únicamente en los primeros tiempos de ensayo, lo que debe valorarse con un caso transitorio. A falta de datos de calibración es difícil simular un caso real, no obstante si se observan tendencias del flujo, interesantes desde el punto de vista de la infiltración. Por ejemplo, se aprecia como los limos ejercen un efecto de retardo para la infiltración de agua en el sistema, produciéndose un reflujo hacia aguas arriba que es contrario a las condiciones naturales, de sentido S (Figura 9).

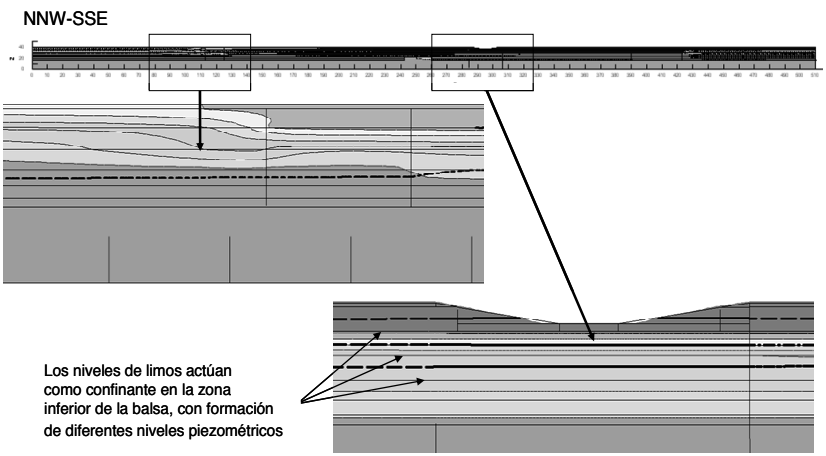


Figura 9. Resultados obtenidos con el modelo preliminar. Se observa el avance del frente de saturación y la formación de diferentes niveles piezométricos determinados por los niveles de limos.

La profundidad de los niveles de limos (de muy baja permeabilidad) condiciona el reflujo y son los responsables de la formación de un nivel piezométrico que se desdoble en tres, correspondiéndose con cada uno de los niveles de limos representados. El flujo invertido, que sin duda hará subir los niveles aguas arriba y a distancia considerable respecto a la zona de las balsas, finalmente se corrige, motivado por presencia de niveles muy permeables de gravas y arenas.

Aunque los resultados indican que puede existir un ascenso de nivel considerable que afecte a gran distancia aguas arriba de las balsas la realidad puede ser distinta, ya que lateralmente existen cambios de facies hacia granulometrías más groseras, por lo que es esperable un ascenso menor y más concentrado en la zona de las balsas, asociado a su vez a una infiltración más efectiva.

La valoración de los efectos de la zona no saturada en la capacidad de infiltración indica que los efectos de la saturación serán más importantes durante los primeros días del ensayo. Esta valoración, no obstante, debe hacerse mediante un modelo calibrado con parámetros reales que se esperan obtener del experimento.

6. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En este artículo se ha presentado el modelo geológico conceptual de la zona de las balsas de recarga artificial de Santa Coloma de Cervelló. También se presenta el ensayo experimental *in situ* realizado, así como un modelo numérico preliminar en zona no saturada. El modelo se ha basado en un conjunto de parámetros hidráulicos obtenidos a partir de la comparación de curvas granulométricas patrón con curvas experimentales, sin embargo estos parámetros no son aún los del experimento.

Los resultados del modelo parecen indicar que los efectos de la zona no saturada serán destacables únicamente durante los primeros tiempos del ensayo piloto (y por tanto también de la recarga real). No obstante, éstos serán valorables una vez se disponga de toda la información de campo, mediante el modelo definitivo, basado a su vez en un modelo que simule el experimento y permita calibrar los datos obtenidos. Para la elaboración de estos modelos numéricos se utilizará el programa de elementos finitos FEFLOW y se utilizará el modelo constitutivo de van Genuchten (1980), considerado apropiado para el problema en zona no saturada que se quiere resolver. La zona no saturada se correspondería principalmente a los niveles 1 y 2 del modelo conceptual geológico, por tanto, son estos niveles los que en gran medida van a condicionar la capacidad de infiltración de las balsas durante los primeros días del ensayo. Existen, sin embargo, niveles de gravas cuyo papel se desconoce a priori pero que pueden mermar el efecto final de la zona no saturada, lo que se valorará mediante el modelo propuesto.

Los resultados del modelo preliminar indican por tanto que la infiltración es factible, aunque parece sobreestimar el ascenso de niveles aguas arriba de las balsas afectando a gran distancia. No obstante, debido a que lateralmente existen cambios de facies hacia granulometrías más groseras, es esperable un ascenso más concentrado en la zona de infiltración, a la vez que una infiltración más efectiva. Esto se corrobora en parte con los primeros resultados experimentales. La capacidad de infiltración de las balsas se cuantificará con el modelo final en zona no saturada.

REFERENCIAS

Aquaplan (2008) Memoria resum de l'estudi d'implantació i alternatives de captació de les basses de recàrrega de l'aqüífer de la Vall baixa i Delta del Llobregat. Informe de treball, 2008.

Bosch & Ventayol (2008) Reconocimiento geotécnico para el estudio de la influencia de las balsas de infiltración del acuífero del Llobregat sobre el terraplén del AVE en Santa Coloma de Cervelló. Informe de trabajo, 2008

Geas Integral (2008) Resultats dels sondatges i assaigs de Lefranc portats a terme en el projecte d'ubicació de les basses de recàrrega artificial i estudi geotècnic e hidrogeològic del marge dret del Riu Llobregat al seu pas per la localitat de Santa Coloma de Cervelló. Informe de treball, 2008.

GS Ingeniería (2008) Estudi per caracteritzar geoelèctricament el subsòl del projecte Ubicació de les basses de recàrrega artificial i estudi geotècnic i hidrogeològic al T.M de Santa Coloma de Cervelló. Informe de treball, 2008)

ICC (2006) Mapa hidrogeològic del tram baix del Llobregat i el seu delta 1:30000. Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Institut Cartogràfic de Catalunya. Institut Geològic de Catalunya. Febrer 2006.

Swanson, D.A. & Barbour, S.L. (1991) The effects of loading on the moisutre characteristic curve and permeability-suction relationship for unsaturated soils. *Proceedings of the Canadian Society for Engineering Annual Conference, pag. 194-203.*

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.

EVIDENCIA DE EVAPORACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA EN LOS PROCESOS DE RECARGA EN LA DEPRESIÓN DE LA SELVA (NE ESPAÑA).

Anna Menció[1], Albert Folch[2], Josep Mas-Pla[1] y Albert Soler[3]

1: Centre de Geologia i Cartografia Ambientals (GEOCAMB), y Àrea de Geodinàmica,
Departament de Ciències Ambientals,
Universitat de Girona, Campus de Montilivi, 17071, Girona
e-mail: anna.mencio@udg.edu, josep.mas@udg.edu

2: Departament de Geologia, Facultat de Ciències,
Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona.
e-mail: albert.folch@uab.cat

3: Grup de Mineralogia Aplicada i Medi Ambient.
Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Fac. de Geologia,
Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona.
e-mail: albertsolergil@ub.edu

Palabras clave: Recarga, zona no saturada, isótopos estables, depresión de la Selva.

RESUMEN. *Las cuencas intramontañosas de origen tectónico presentan un complejo hidrogeológico en el que se dan sistemas de flujo a distintas escalas, los cuales determinan la disponibilidad de recursos frente a su explotación. En este estudio, se describe el sistema hidrogeológico de la depresión de la Selva (NE España), con un especial énfasis en la caracterización de los sistemas de flujo locales; es decir, aquellos que se generan en la zona de la depresión. El uso de los isótopos estables ($\delta^{18}O$ - δD) permite identificar procesos de evaporación en la zona no saturada como carácter propio de la recarga local. Esto permite, a su vez, identificar procesos de mezcla entre flujos de escala local y escala regional con una marcada variabilidad estacional.*

ABSTRACT. *Range-and-basin areas usually present a complex hydrogeological systems with distinct flow paths at different scale. In this work, we describe the hydrogeology of the Selva tectonic basin (NE Spain) with especial interest on the characterization of the local scale flow paths; that is, those generated in the lower basin area. Environmental stable isotopes ($\delta^{18}O$ - δD) identify the occurrence of evaporation processes in the vadose zone that stands as an indicator of the local recharge. This also allows defining seasonally mixing processes between regional and local flow paths.*

1. INTRODUCCIÓN

Las cuencas intramontañosas, como la depresión de la Selva (NE España; Figura 1), generalmente presentan una hidrodinámica subterránea compleja, caracterizada por la existencia e interacción entre flujos locales y regionales (Tóth, 1963). La recarga viene determinada por ambos sistemas de flujo, los cuales pueden ser modificados por un regimen intenso de extracciones (Folch et al., 2009). Por una parte, los sistemas regionales, a gran escala, profundos y asociados a la dinámica de los macizos circundantes a la cuenca, son responsables de aportaciones significativas en las que destaca la participación del flujo a través de zonas de falla. Por otra, los sistemas locales, resultantes de las precipitaciones en la depresión de interior de la cuenca, también contribuyen en la recarga. Dado que la explotación de los recursos aprovecha las aportaciones de ambos sistemas, es conveniente el conocimiento de la dinámica de cada uno de los sistemas de flujo para determinar el balance

hídrico. En este estudio se valora la participación de ambos sistemas de flujo, especialmente de los sistemas locales, en los recursos de agua subterránea de la depresión de la Selva mediante el uso de datos hidroquímicos, como elemento identitario de cada sistema, y datos isotópicos ($\delta^{18}O$, δD), como variable representativa de los procesos de recarga.

En particular, las concentraciones entre los isótopos estables de la molécula de agua de la precipitación pueden modificarse con posterioridad a la infiltración, permitiendo reconocer procesos hidrológicos que tienen lugar durante la infiltración. La fraccionación isotópica relacionada con la evaporación del agua en los poros del subsuelo revela información sobre la recarga. En este sentido, Barnes y Allison (1983) y Allison et al. (1984) proponen un modelo teórico para relacionar el enriquecimiento isotópico en función del ritmo de infiltración y la tasa de evaporación, relacionando los procesos de fraccionación isotópica observados en los datos de $\delta^{18}O$ - δD con la dinámica en la zona no saturada. Nativ y Nissim (1992), Gaye y Edmunds (1996), DePaolo et al., (2004) y Singleton et al. (2004) aplican los datos isotópicos obtenido en muestreos de la zona vadosa en la evaluación de la recarga en distintos estudios regionales.

El objetivo de esta contribución es caracterizar el funcionamiento de los sistemas de flujo locales en el conjunto de la recarga de un sistema complejo –la depresión intramontañosa de la Selva– sometido a una explotación de los recursos hídricos que modifica estacionalmente los sistemas de flujo naturales. A través de los datos hidroquímicos e isotópicos del período 2003-2006 se identifica la influencia que ejerce la zona no saturada en la recarga local del sistema, y se discute sobre su relevancia en la evaluación de los recursos hídricos.

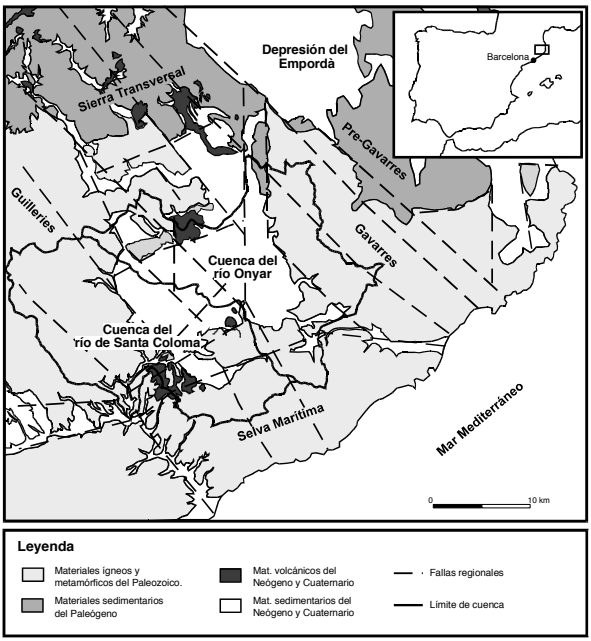


Figura 1. Situación y contexto geológico de la depresión de la Selva, formada por las cuencas hidrográficas de los ríos Onyar y Santa Coloma (modificado de Pallí et al., 1983, y ICC, 1989).

2. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

La depresión de la Selva es un graben tectónico limitado por los macizos de las Guilleries (1.202 m), las Gavarres (535 m) y la Sierra Transversal (998 m). Las principales fracturas se alinean en dirección NO-SE, si bien otras fallas ortogonales y de dirección N-S complementan la estructura tectónica. La depresión se originó durante el Neógeno y se halla rellena por materiales sedimentarios no consolidados procedentes de la erosión de los relieves próximos (Figura 1).

Los macizos circundantes están formados por materiales ígneos y metamórficos (Guilleries y Gavarres) y por materiales de tipo detrítico y carbonatado (Sierra Transversal). El zócalo de la depresión está formado por materiales graníticos. El relleno sedimentario neógeno de la depresión de la Selva presenta un espesor próximo a los 300 m. Éste se halla constituido por niveles estratificados de arenas y limos. Los niveles arenosos tienen potencias de varios metros, dando lugar a un acuífero multicapa con un comportamiento semiconfinado en profundidad, debido a las intercalaciones de limos, y libre en superficie.

La depresión de la Selva abarca parcialmente dos cuencas hidrográficas: la Riera de Santa Coloma y el Río Onyar. La red de drenaje de estos ríos interacciona con las aguas subterráneas de los depósitos aluviales cuaternarios. La explotación de los recursos se cifra en 27.11 hm^3 anuales destinada a satisfacer la demanda urbana (4.29 hm^3), agrícola y ganadera (16.01 hm^3) e industrial (6.81 hm^3) mediante la explotación de las aguas subterráneas (Menció et al., 2009).

Las principales unidades hidrogeológicas relacionadas con los flujos locales se hallan en los acuíferos libres formados por las zonas aluviales y los niveles superiores de la serie neogena; así como el conjunto sedimentario neógeno que, a modo de acuífero multicapas con niveles semiconfinantes de limos y arcillas, alcanza espesores entre 20 y 300 m (MOPU, 1985; Pous et al., 1990; Vehí, 2000). Estos niveles más profundos sobreyacen el zócalo de la depresión formado por rocas ígneas. Tanto los relieves circundantes como el propio zócalo albergan los sistemas de flujo regionales que, de forma natural a través de la red de fracturas existentes, alimentan a los depósitos neógenos superiores (Menció, 2006; Folch et al., 2009).

Las mayores variaciones de nivel hidráulico en los pozos de la depresión, tanto en los acuíferos más superficiales como en los niveles sedimentarios profundos, ocurren durante los meses de verano a causa de la ausencia de recarga y de las intensas extracciones, básicamente destinadas a irrigación, suponiendo una pérdida de almacenamiento en el acuífero. Este comportamiento varía entre los distintos tipos de pozos. De este modo, y en términos generales, los acuíferos más superficiales llegan a sufrir descensos notables, que en algunos casos alcanzan diversos metros, aumentando estacionalmente el espesor de la zona no saturada a causa de las extracciones. La recuperación del nivel freático dependerá pues del régimen de precipitaciones locales en la depresión. Un ejemplo de la evolución piezométrica en pozos próximos entre ellos, ubicados en la zona central de la depresión a distintas profundidades de sondeo, se muestra en la Figura 2.

Los pozos más profundos suelen presentar importantes descensos (hasta 25-30 m) asociados a regímenes intensos de explotación, a pesar de la elevada conductividad hidráulica atribuible a los niveles arenosos del Neógeno (Figura 2). Ello sugiere un limitado factor de almacenamiento, que se compensa por un flujo inducido por la contribución procedente de los relieves circundantes o del mismo zócalo de la depresión en forma de sistemas regionales que compensa la magnitud del bombeo. Estos pozos muestran mayoritariamente una buena recuperación del nivel hidráulico con posterioridad a los períodos lluviosos.

3. RESULTADOS.

3.1. Datos hidroquímicos.

Las muestras de cada una de las cuencas hidrográficas superficiales muestran una facies hidroquímica similar (Figura 3). Así, las situadas en la cuenca de la riera de Santa Coloma presentan una menor mineralización que las que se encuentran en la zona del río Onyar. Esta menor concentración de solutos es especialmente evidente en las proximidades del macizo de las Guilleries, donde se refleja la naturaleza granítica del substrato, en contraposición a otros pozos de la Selva, especialmente los asociados a zonas de fractura, que denotan la

influencia de las rocas sedimentarias de la sierra Transversal y del relleno sedimentario neógeno de la depresión.

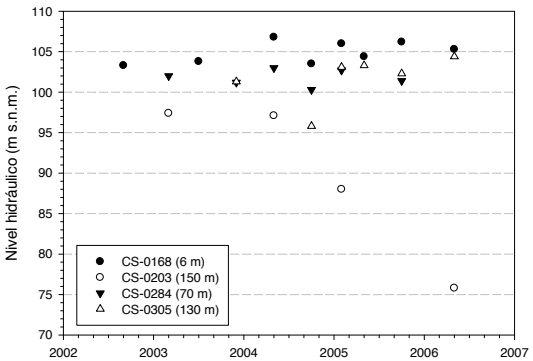


Figura 2. Evolución piezométrica en distintas captaciones de la zona central (Cassà de la Selva) de la depresión de la Selva. La profundidad de cada sondeo se indica al lado del código.

Determinados pozos profundos en la cuenca del río Onyar, ubicados en los niveles basales del relleno de la depresión e incluso en el basamento de la misma, presentan concentraciones elevadas de sodio (CS0105, CS0203, FS0066, LG0246, y SG0200); y, a la vez, elevadas concentraciones de flúor (mayores de 2 mg/L; excepto SG0200). Ambas características se atribuyen al tránsito de las líneas de flujo por el zócalo granítico, con un elevado tiempo de residencia (algunas muestras con menos de 2 UT) aportando una recarga ascendente hacia los depósitos sedimentarios de la depresión. Este tipo de facies hidroquímica bicarbonatada-sódica también aparece en la cuenca del río de Santa Coloma, concretamente en dos manantiales (SCFP, agua carbónica y termal) y en dos pozos profundos (RD0201, RD0202).

Otro rasgo característico es la presencia de nitrato, abundante en la mayoría de pozos superficiales en los materiales aluviales y en los niveles neógenos superiores, así como en determinados pozos profundos en los materiales del relleno sedimentario de la depresión (BR0110, CL0259, CS02754, CS0284, CS0304, LL0115, RS0263, RS0266, RS0268, RS0271, RS0272b, SA0167 y VO0105). Las concentraciones de nitrato son representativas de una recarga desde la superficie por la lixiviación y la infiltración de los fertilizantes (básicamente purines) vertidos en los campos. Su presencia verifica dos aspectos relevantes en la dinámica hidrogeológica de esta depresión. Por una parte, la contribución de los sistemas locales a la recarga de los niveles sedimentarios más profundos. Por otra, la alteración que los regímenes de bombeo causan en la dinámica natural de este sistema hidrogeológico, creando importantes descensos regionales y favoreciendo la percolación de aguas de recarga local.

3.2. Datos isotópicos ($\delta^{18}O$, δD).

El contenido isotópico de las aguas subterráneas se determinó en tres campañas durante 2003, y una campaña adicional en 2006, con un mayor número de datos. Los muestreos de 2003 se realizaron con posterioridad a un período de elevada precipitación, con un total acumulado de 1.101 mm de abril 2002 a abril 2003, y con un otoño significantemente lluvioso en octubre 2003. Las precipitaciones anteriores a mayo de 2006

correspondieron a un año medio con una acumulación de 380 mm en otoño-invierno (octubre a enero), pero solamente de 70 mm durante la primavera de 2006 (febrero-mayo).

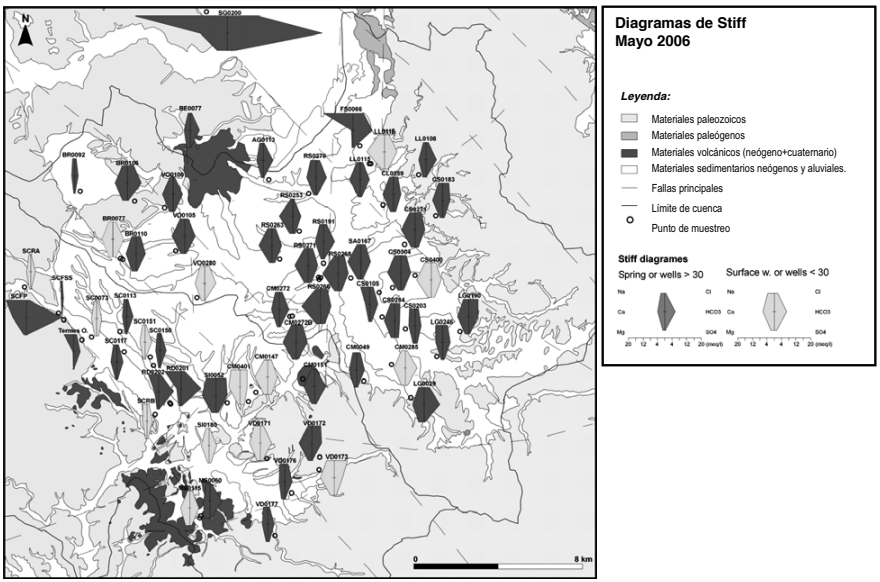


Figura 3. Diagramas de Stiff de las aguas subterráneas en la depresión de la Selva, correspondientes al muestreo de mayo de 2006.

.

La relación isotópica $\delta^{18}O$ - δD en las campañas de 2003 muestra una distribución según dos líneas meteóricas locales. La primera de ellas (MWL-M) corresponde a la estimada para las zonas del Montseny-Guilleries, expresada por $\delta D = 9.8 + 7.9\ \delta^{18}O$, por Neal et al. (1992). Los datos de septiembre y diciembre 2003 se distribuyen según esta relación. No obstante, los datos de mayo 2003 aparecen desplazados a la derecha, alineándose con una segunda recta meteórica local obtenida con los datos de la estación "Gerona Aeropuerto", (IAEA/WMO, 2006; periodo 2000-2001), situada en las cotas más bajas de la depresión de la Selva (125 m s.n.m.). Ésta viene expresada por $\delta D = 6.95 + 8.13\ \delta^{18}O$, con una pendiente similar a la recta anterior y un cierto déficit en deuterio atribuible a las características meteorológicas del interior de la depresión (MWL-D; Figura 4). Los valores isotópicos medios de las muestras de precipitación son $\delta^{18}O = -5.22 \pm 0.33‰$, $\delta D = -36.02 \pm 2.87‰$. En la Figura 4 se distinguen los distintos puntos de muestreo según la profundidad del pozo, entre superficiales y profundos (< ó > 30 m); según la unidad geológica diferenciando, entre rocas cristalinas (ígneas o metamórficas, o zonas de falla) y materiales sedimentarios (relleno neógeno de la depresión y depósitos aluviales cuaternarios); y según la concentración de nitrato (< ó > 50 mg/L).

En los datos de septiembre y diciembre 2003 se observa una dotación isotópica coherente con la ubicación de cada captación. Los pozos situados en zonas de falla, relacionados con los flujos procedentes de los relieves circundantes, en el zócalo de la depresión y en los niveles neógenos profundos presentan valores isotópicos más

ligeros; con una variabilidad atribuible a los procesos de mezcla inherentes a las captaciones de suministro. Estos valores denotan zonas de recarga a mayor altitud y se imputan a los macizos limítrofes a la depresión (Guilleries y sierra Transversal). Asimismo, los datos correspondientes a mayo 2003, en concreto tres pozos en niveles sedimentarios profundos (>30 m profundidad) y uno de superficial, apuntan a un desplazamiento hacia valores empobrecidos en deuterio según una trayectoria de evaporación, la cual se analizará posteriormente.

Los resultados de mayo 2006 muestran una situación en la que los pozos profundos presentan valores isotópicos pesados similares a los ya observados en muestreos anteriores. No obstante, las muestras más profundas asociadas a las zonas de falla o al zócalo de la depresión presentan un cierto enriquecimiento isotópico que sugiere una disminución de los flujos regionales más profundos en beneficio de una componente de recarga de menor altitud. Además, los datos de mayo 2006 muestran una línea de evaporación mejor definida y con una pendiente similar a la de mayo de 2003 que afecta tanto a muestras procedentes de materiales graníticos, como de niveles neógenos profundos y de pozos superficiales, denotando un aumento de recarga procedente de la superficie de la depresión. Dado el grueso de la zona no saturada en los materiales neógenos y también graníticos, que puede alcanzar 25 m, el enriquecimiento isotópico por evaporación tiene lugar durante la infiltración (Mook, 2000), siendo más efectivo en períodos con menor intensidad de recarga.

Los datos isotópicos obtenidos en el estudio regional de la depresión de la Selva no son suficientes para estimar los ritmos de infiltración y evaporación; aunque aportan información sobre los procesos de recarga en un sistema complejo afectado por una intensa explotación de sus recursos. De este modo, los datos hidroquímicos e isotópicos definen para la depresión de la Selva un esquema con una mezcla de flujos profundos y superficiales y, asimismo, con una señalada variabilidad estacional relacionada con los períodos de máximo bombeo. Durante otoño e invierno (especialmente en septiembre de 2003), domina la contribución del flujo profundo, originado en los relieves circundantes, a causa de la reducción de los recursos almacenados en los materiales neógenos asociada al bombeo durante las estaciones precedentes. Las muestras de diciembre 2003 presentan un acercamiento a la MWL-D, atribuible a la influencia de la recarga local en la depresión. Sin embargo, las muestras de primavera (mayo 2003, 2006) denotan una mayor contribución de la infiltración local con indicios de evaporación. En los gráficos correspondientes a los meses de mayo 2003 y 2006 (Figura 4), los valores de $\delta^{18}O$ - δD se distribuyen según la MWL-D denotando la influencia de los flujos locales, tanto en aquellos pozos donde éstos son dominantes como en aquellos que presentan una mezcla con flujos más profundos.

Es particularmente interesante la evidencia de evaporación que ofrecen algunos datos isotópicos, indicando la existencia de una recarga local efectiva del sistema por la precipitación incidente en el fondo de la depresión. Las líneas de evaporación se inician en la LMWL, en las proximidades de las coordenadas correspondientes a los valores isotópicos medios de la precipitación local ($\delta^{18}O$ = -5.22‰, δD = -36.02‰), con una pendiente aproximada de 4.3. Esta recarga, que presenta fraccionamiento isotópico durante su tránsito en la zona no saturada, aparece tanto en las extracciones de pozos superficiales como profundos; mostrando la contribución de este sistema de flujo local en la recuperación de los recursos en los períodos de menor bombeo (octubre-abril). Sin embargo, la dotación isotópica de estos recursos locales definida por la evidencia de evaporación no aparece en los muestreos de septiembre y diciembre. Ello se atribuye a la participación dominante de los sistemas regionales en la recarga inducidos por los elevados regímenes de bombeo.

La inexistencia de cuerpos de aguas superficiales (cauces permanentes, zonas húmedas, …) en la zona no permite asociar la fraccionación observada a procesos en superficie, sugiriendo que ésta sucede en el tránsito del agua en el subsuelo durante la recarga de unos niveles hidrogeológicos cuyo almacenamiento ha disminuido notablemente por las extracciones durante los meses estivales, con una mayor demanda especialmente agrícola.

Este esquema de flujo aporta una descripción de la recarga de los acuíferos en niveles neógenos y señala limitaciones en su régimen de explotación, tanto en lo referente a la renovación de los recursos como en su calidad; concretamente en relación a la presencia de flúor y nitrato, que aparecen en concentraciones significativas y con orígenes distintos.

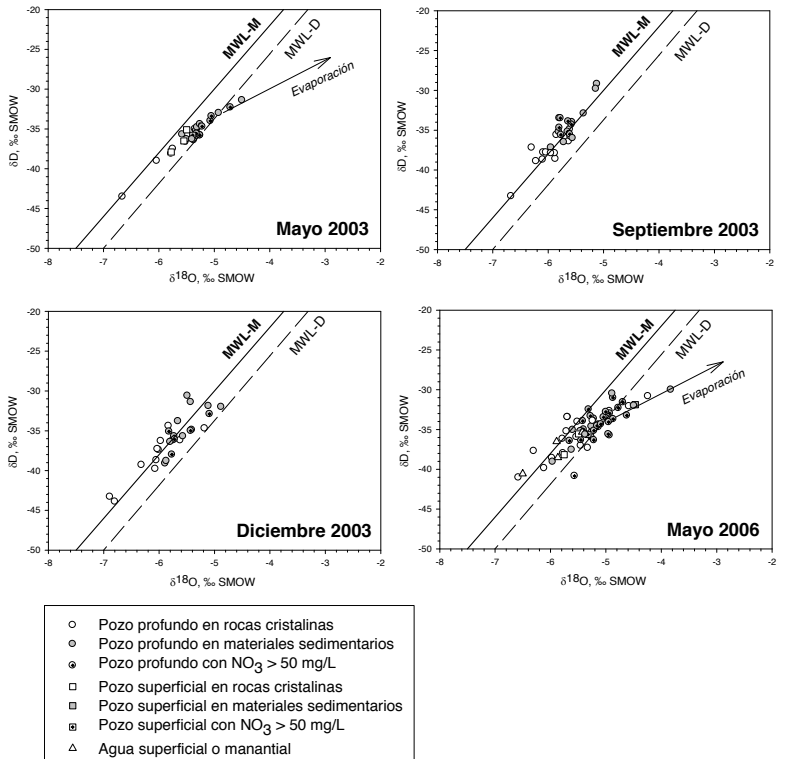


Figura 4. Relación entre los isótopos estables ($\delta^{18}O$, δD) en los muestreos estacionales realizados en la depresión de la Selva.

4. CONCLUSIONES

La consideración conjunta de registros piezométricos y datos hidroquímicos e isotópicos ha permitido definir la contribución de sistemas de flujo locales y regionales en la recarga de la depresión de la Selva; y, aún más importante, se ha puesto de manifiesto una marcada variabilidad estacional en las proporciones de recarga.

La evidencia de evaporación en la zona no saturada de los materiales sedimentarios que rellenan esta depresión tectónica ha sido determinante en la caracterización del sistema de flujo a escala local. Los datos isotópicos de $\delta^{18}O$ - δD correspondientes a los muestreos del mes de mayo, posteriores a los períodos de mayor recarga (invierno-primavera), reflejan la contribución de la recarga local tanto en los niveles acuíferos superficiales como profundos. Estos resultados inciden en la importancia de discernir la variabilidad estacional en los estudios regionales, especialmente en aquellas zonas en las que la hidrodinámica natural se halla

modificada por los regímenes de bombeo.

Finalmente, esta contribución pone de manifiesto la importancia de los procesos que afectan a la recarga en la zona vadosa en la evaluación los recursos hídricos a escala de cuenca, cuyo conocimiento aporta información sobre la respuesta del sistema hidrogeológico a las presiones efectuadas por su explotación.

Agradecimientos. Este estudio forma parte del desarrollo del proyecto del MCYT CGL2005-08019-C04-02 y 01/HID, y continuado en el proyecto MCYT CGL2008-06373-C03-03 y 01/BTE.

REFERENCIAS

Allison, G.B., y C.J. Barnes, 1984. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. 2. Experimental. *Journal of Hydrology, 64*, 377-397.

Barnes, C.J., y G.B. Allison, 1983. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. 1. Theory. *Journal of Hydrology, 60,* 141-156.

DePaolo, D. J., M. E. Conrad, Ka. Maher, y G. W. Gee, 2004. Evaporation effects on oxygen and hydrogen isotopes in deep vadose zone pore fluids at Hanford, Washington. *Vadose Zone Journal, 3*, 220–232.

IAEA/WMO, 2006. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Consultable en: http://isohis.iaea.org

Institut Cartogràfic de Catalunya, 1989. Mapa geològic de Catalunya E 1:250.000. Generalitat de Catalunya.

Folch, A., A. Menció, R.Puig, A. Soler, y J. Mas-Pla, 2009. Groundwater exploitation effects on regional flow systems in a range-and-basin hydrogeological setting: the Selva basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*. Enviado, marzo 2009.

Gaye, C.B., y W.M. Edmunds, 1996. Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental Geology, 27*, 246 251

Menció, A., 2006. *Anàlisi multidisciplinària de l'estat de l'aigua a la depressió de la Selva*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona.

Menció, A., A. Folch, y J. Mas-Pla, 2009. Applying water balance as indicator of sustainable water management. *Environmental Management.* Aceptado, enero 2009.

Mook, W.G., ed., 2000. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle*. IAEA. Consultable en: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources3 _publication_en.html

MOPU, 1985. Plan Hidrológico del Pirineo Oriental. EE2 Estudio complementario sobre aguas subterráneas. Zona5 - La Selva. Síntesis Hidrogeológica. *Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Dirección General de Obras Hidráulicas*, Spain.

Nativ, R., y I. Nissim, 1992. Characterization of a desert aquitard – Hydrological and hydrochemical considerations. *Ground Water, 30*, 598-606.

Pallí, L., J. Trilla, y J. Estalrich, 1983. *Mapa morfològic de la depressió de la Selva*. Editado por la Universidad Autónoma de Barcelona y la Universidad de Girona.

Pous, J., L. Solé Sugrañes, P. Badiella, 1990. Estudio geoeléctrico de la depresión de La Selva. *Acta Geológica Hispánica, 25*, 261-269.

Neal, C., M. Neal, A. Warrington, A. Avila, J. Pinol, F. Roda, 1992. Stable hydrogen and oxygen isotope studies of rainfall and streamwaters for two contrasting holm oak areas of Catalonia, northeastern Spain. *Journal of Hydrology, 140*, 163–178.

Singleton, M.J., E.L. Sonnenthal, M.E. Conrad, D.J. DePaolo, y G.W. Gee, 2004. Multiphase reactive transport modeling of seasonal infiltration events and stable isotope fractionation in unsaturated zone pore water and vapor at the Hanford Site. *Vadose Zone Journal, 3*, 775–785.

Tóth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical* Research, 68, 4795–4812.

Vehí, M., 2000. *Geologia ambiental de la depressió de la Selva*. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.

ESTUDIO DE LA RELACIÓN SUELO – ACUÍFERO EN UN EMPLAZAMIENTO CONTAMINADO POR DISOLVENTES CLORADOS

Jordi Palau[1]*, Massimo Marchesi[1], Neus Otero[1], Àngels Canals[1] y Albert Soler[1]

1: Grupo de Mineralogía Aplicada y Medioambiente. Dept. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales
Facultad de Geología
Universidad de Barcelona
Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona
e-mail: {jordi.palau, massimo.marchesi, notero, angelscanals, albertsolergil}@ub.edu
web: http://www.ub.es/mineapli/castella/ index.html

Palabras clave: Zona no Saturada, Disolventes clorados, Acuífero fracturado, Isótopos, Muestreo multinivel.

RESUMEN. *Los disolventes clorados forman parte de los contaminantes orgánicos encontrados con mayor frecuencia en las aguas subterráneas debido, en parte, a su potencial para llegar con facilidad al acuífero y contaminar grandes volúmenes de agua. El propósito de este estudio es investigar la relación suelo-acuífero en un emplazamiento contaminado por disolventes clorados. Se pretende determinar el papel de la contaminación en la zona no saturada (ZNS) y evaluar si esta actúa como fuente continua de contaminación en el acuífero. Para ello, se han elaborado perfiles de la distribución vertical del contaminante en la ZNS y se han contrastado con los perfiles verticales de concentración de contaminante en el acuífero para los mismos puntos. Las variaciones de concentración de tricloretileno en diferentes partes del acuífero, así como los análisis isotópicos ($\delta^{13}C$), han permitido corroborar la interpretación de los perfiles y demostrar la entrada de contaminante al acuífero desde la ZNS.*

ABSTRACT. *Chlorinated solvents are among the most common organic contaminants found in groundwater, partly due to their potential to reach easily the aquifer and contaminate large water volumes. The purpose of this study is to investigate the soil-aquifer relation in a site polluted by chlorinated solvents. The study aims to determine the role of unsaturated zone contamination and to assess if it is acting as a continuous contaminant source for the aquifer. To achieve these objectives, several vertical contaminant concentration profiles in the unsaturated zone were performed and compared with the vertical contaminant concentration profiles in the aquifer for the same locations. The variations of trichloroethene concentration in different parts of the aquifer, along with the isotopic data ($\delta^{13}C$), confirmed the interpretation based on vertical contaminant distribution profiles, and demonstrated the input of contaminant to the aquifer from the unsaturated zone.*

1. INTRODUCCIÓN

La contaminación de la zona no saturada (ZNS) por compuestos orgánicos de elevada toxicidad supone un importante problema medioambiental. Estos compuestos pueden migrar en profundidad junto con el agua de infiltración dando lugar a la contaminación del agua subterránea. Entre ellos, los que presentan una baja solubilidad y una elevada capacidad de adsorción pueden quedar retenidos en la materia orgánica del suelo y los minerales de la arcilla dando lugar a una fuente de contaminación duradera. En áreas donde la contaminación del acuífero se ve reducida, por procesos de atenuación natural o inducida, la entrada de contaminante desde la ZNS minimiza el resultado de dichos procesos. Por todo ello, para la correcta gestión del emplazamiento es muy importante caracterizar la contaminación en la ZNS y evaluar el papel de esta en relación a la afectación del acuífero. El propósito de este estudio es investigar la relación suelo-acuífero en un emplazamiento contaminado por disolventes clorados. Se pretende evaluar el rol de la contaminación en la ZNS y determinar si esta actúa como fuente continúa de contaminación sobre el acuífero. Los disolventes clorados, como el tricloroetileno (TCE) o el cloroformo (CF), forman parte de los compuestos orgánicos volátiles (COVs o más específicamente COVs-Cl si hacemos referencia a su composición).

Los valores de concentración de compuestos orgánicos en la ZNS provienen de estudios previos (ARC, 2001; ARC, 2007). En el segundo estudio se realizaron mediciones "in situ" de compuestos orgánicos volátiles (COVs total) en testigos de sondeo de la ZNS. Con estos datos se han elaborado perfiles de la distribución vertical del contaminante y se han contrastado con los perfiles verticales de concentración de contaminante (COVs-Cl) en el acuífero para los mismos puntos. Para evaluar las posibles variaciones de concentración de contaminante en el acuífero asociadas a la entrada desde la ZNS, se han medido las concentraciones de TCE en varios puntos, a distintas profundidades y en cuatro momentos diferentes entre Marzo 2006 y Enero 2008. Junto con estos estudios basados en mediciones de concentración, se han tomado también muestras de fuentes para el análisis isotópico del carbono del TCE ($\delta^{13}C_{TCE}$) con el propósito de determinar su relación con el TCE encontrado en el acuífero.

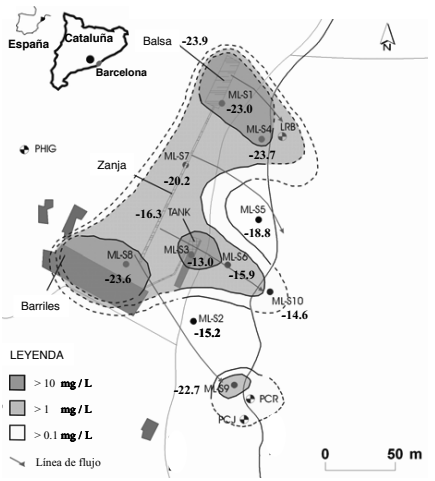


Figura1. Penachos de contaminación de TCE en el acuífero y valores $\delta^{13}C_{TCE}$ (‰) en el acuífero y fuentes de contaminación. Las flechas representan las líneas de flujo del agua subterránea.

3. EMPLAZAMIENTO ESTUDIADO

3.1. Situación y origen de la contaminación

El lugar estudiado está situado aproximadamente a 50 km al NO de Barcelona y 4 km al NO de Igualada (NE de España). El suelo y el agua subterránea están contaminados por varios tipos de compuestos orgánicos y el origen de la contaminación está relacionado con las actividades de una planta química construida en 1978 y cuya actividad cesó en 1985. Durante este período la planta produjo productos fitosanitarios y multitud de productos para la industria textil. El emplazamiento exhibe una elevada complejidad debido a la presencia de múltiples fuentes de contaminación, entre las que destacan un depósito subterráneo de agua residual y dos balsas llenas con residuos líquidos (**Figura 1**). El depósito subterráneo, con un volumen de 46 m^3, tenía su base a 2,9 m de profundidad. Este estaba desprovisto de impermeabilización dando lugar a una infiltración de las aguas residuales y contaminantes hacia la ZNS. Las balsas fueron excavadas a unos 130 m al NNE de la planta en diferentes momentos, llenadas de residuos líquidos mediante una zanja excavada desde la planta y, posteriormente, rellenadas con arena y grava de los alrededores. Así como el depósito, las balsas tampoco disponían de ningún tipo de impermeabilización. El volumen estimado de una de ellas es de unos 684 m^3.

3.2. Geología e hidrogeología.

Para la caracterización del subsuelo en 2005 se realizaron 10 sondeos con extracción de testigo continuo, S1-S10 (**Figura 1**), y profundidades entre 15 y 18 m (ARC, 2007). En ellos es posible diferenciar dos partes (ver columnas en la **Figura 2**), la parte inferior, con techo irregular buzando hacia el SE, corresponde al sustrato rocoso formado mayoritariamente por una caliza azul-grisácea alternando con margas y niveles de arenisca del mismo color. El sustrato rocoso se encuentra a una profundidad comprendida entre 2,2 y 6,0 m. Cubriendo el sustrato rocoso encontramos los materiales de la parte superior, formada por: capas de marga amarilla alterada y arenisca marrón a la base, a la que se superpone depósitos cuaternarios de arena y limo, y a estos suelo o relleno antrópico. La capa de arena limosa se encuentra en los sondeos S7, S5, S9 y S10, siendo su espesor creciente, hasta 3,4 m, al SE del área de estudio. El suelo presenta un espesor de hasta 2 m siendo reemplazado por un relleno antrópico de arena y grava con matriz arcillosa en los sondeos S3 y S7. La ZNS esta compuesta por los materiales de la parte superior y los primeros metros del sustrato rocoso, mientras que los materiales de la parte inferior forman un acuífero libre de tipo fracturado. En los momentos de nivel freático elevado, este se sitúa en varios puntos a una profundidad alrededor de los 4 m (**Figura 2**), lo que hace al acuífero muy vulnerable a la contaminación de la ZNS. La realización de los sondeos permitió también la instalación de una red de pozos de control ambiental del agua subterránea mediante la cual se determinaron las direcciones de flujo en el acuífero (**Figura 1 y 2**). Si bien se han observado variaciones en el tiempo de la dirección de flujo al norte de la zona de estudio, el escenario predominante se representa en la **Figura 1**.

3.3. Contaminación ZNS

La **Tabla 1** muestra un resumen, a partir de los resultados indicados en los estudios (ARC, 2001; ARC, 2007), de los contaminantes encontrados con una mayor concentración en la ZNS. Estos valores proceden de muestras tomadas con anterioridad a las tareas de descontaminación del suelo llevadas a cabo durante el 2005 (ARC, 2007). En el primer estudio (ARC, 2001) para la obtención de las muestras se realizaron un total de 20 sondeos, principalmente alrededor del depósito subterráneo y la zona de las balsas, con profundidades entre 2,0 y 4,8 m. En el segundo estudio (ARC, 2007) se tomaron muestras de 75 catas y de los sondeos indicados en el apartado anterior. Las catas fueron excavadas a una profundidad entre 0,5 y aproximadamente 4 m. Estas se realizaron en el interior y alrededores de la planta, en los campos situados al norte y al este, y en la zona de las balsas. Los análisis de las muestras de los testigos de sondeo han mostrado de forma general concentraciones de contaminantes muy inferiores a las obtenidas en las muestras procedentes de las catas. Es también de destacar que los COVs-Cl solamente se encontraron en el sondeo situado al lado del depósito subterráneo (S3, **Figura 1**).

Tabla 1. Principales contaminantes orgánicos de la ZNS. (*) Compuestos orgánicos semivolátiles.

Compuesto	ARC, 2001	ARC, 2007
COSVs (mg/kg)(*)		
Metoxicloro	880	1600
o,p-Metoxicloro	770	
Tetradifon		880
Molinato		44
COVs (mg/kg)		
Metoxibenceno	45	66
TCE	32	24
CF	15	88
Etilbenceno		66
Tolueno		56
DCM		18
PCE		200
CT		200
1,4-DCB		140
1,2-DCB		43
1,2,4-TCB		170

2. METODOLOGIA

Las muestras de agua del acuífero se tomaron mediante un sistema de toma de muestra multinivel. Este sistema se instalo en la misma red de puntos donde se colocaron los pozos de control ambiental (**Figura 1**). A diferencia de los pozos, las muestras de los cuales son una mezcla del agua que fluye a distintas profundidades debido a que su rejilla tiene entre 10 y 12 m de longitud (**Figura 2**), las muestras tomadas con el dispositivo multinivel pretenden ser representativas del agua que fluye a una determinada profundidad. El propósito de este muestreo discreto es observar la distribución vertical del contaminante en el acuífero. Para ello, cada punto de toma de muestra multinivel consta de una serie de tubos de Teflon® de pequeño diámetro (5 mm d.e.) y de longitud variable en función de la profundidad de muestreo. Se han utilizado diferentes configuraciones de espaciado vertical (0,5 m, 1,0 m y 2,0 m) dependiendo de la distancia del punto al foco de contaminación, permitiendo obtener hasta 25 muestras en los puntos más alejados (Palau, 2008). El volumen de muestra extraído se minimizó al máximo para evitar interferencias entre tubos. Así, para el análisis de la concentración de COVs y la determinación de la $\delta^{13}C_{TCE}$ se extrajeron 300 mL.

Las mediciones "in situ" de COVs en muestras de testigos de sondeo se realizaron mediante un detector de fotoionización portátil (PID). Este equipo mide la concentración de COVs total en un cierto volumen de gas del suelo. El análisis de la concentración de COVs en las muestras de agua se realizó por cromatografía de gases – masas (GC-MS). Para el análisis isotópico del carbono del TCE se utilizó un método que permite conocer la composición isotópica de cada compuesto presente en la muestra (Palau, 2007). Para ello, se utilizó un cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas de relación isotópica (GC-IRMS). El resultado del análisis isotópico se expresa mediante la notación $\delta^{13}C$ (‰) característica, definida como $\delta^{13}C = ((R_s/R_r)-1) \times 1000$, donde R_s y R_r son los ratios $^{13}C/^{12}C$ de la muestra y el patrón internacional respectivamente. Para el carbono, el patrón utilizado es el Vienna PeeDee Belemnite (VPDB). Ambos análisis se realizaron el los laboratorios de los *Serveis Cientificotècnics* (SCT) de la Universitat de Barcelona.

3. RESULTADOS

3.1. Distribución vertical de COVs en la ZNS y COVs-Cl en el acuífero.

La **Figura 2** muestra el resultado de las mediciones de COVs total en los testigos de sondeo (ARC, 2007) junto con la concentración de COVs-Cl (sumatorio de PCE, TCE, 1,2-cisDCE, CT, CF y DCM) en el acuífero. Los disolventes clorados son los contaminantes mayoritarios encontrados en el acuífero. Si bien la comparación entre ambos conjuntos de datos debe realizarse con cautela dado que reflejan concentraciones en distintas fases y han sido determinadas con técnicas diferentes, se observan variaciones significativas entre diferentes puntos del emplazamiento. En episodios de lluvia, debido al coeficiente de partición agua /

carbono orgánico (K_{oc}) de los COVs-Cl estudiados, entre 439 y 9 mL/g para el CT y el DCM respectivamente (Pankow y Cherry, 1996), una cantidad significativa de contaminante puede ser desorbido y transportado al acuífero por el agua de infiltración. En ensayos de lixiviación, realizados según el método DIN 38 414 – S4 (1984), de dos muestras de suelos altamente contaminadas, con 91 mg/kg de TCE en una de ellas, no se detecto la presencia de disolventes clorados en la fase acuosa (ARC, 2007). El propósito del ensayo fue determinar la concentración de contaminantes en la fase acuosa liberados desde la muestra sólida; no obstante, este método parece ser inapropiado para determinar la lixiviación de compuestos orgánicos volátiles debido a que estos pueden perderse por volatilización en diferentes pasos del proceso.

Los puntos de muestreo situados en la zona de la balsa y el depósito, S1 y S3 respectivamente, exhibieron concentraciones de COVs en la ZNS muy superiores a la concentración de COVs-Cl en el acuífero en comparación con aquellos puntos situados inmediatamente aguas abajo, S4 y S6 (**Figura 2 y 1**). La elevada concentración de COVs total en S1 y S3, > 1000 ppm en algunas muestras, sugiere que en episodios de lluvia alrededor de estos puntos puede producirse una entrada de contaminante al acuífero. La elevada concentración de COVs-Cl en las partes del acuífero donde se sitúan S1 y S3, > 10 y > 20 mg/L respectivamente para el TCE, apoyan esta posibilidad. En la **Figura 1** se representan los penachos de TCE en el acuífero determinados mediante el sistema multinivel y considerando las direcciones de flujo. Los perfiles verticales de concentración de COVs-Cl en el acuífero muestran que los valores más altos se obtuvieron en la parte superior indicando que el contaminante puede estar emanando desde la ZNS. En el punto S1 la mayor concentración de COVs, alrededor de 1600 ppm, se midió en un nivel de margas azules situado a aproximadamente 6 m de profundidad (**Figura 2**). La elevada concentración de COVs en este nivel puede explicarse en parte por su adsorción en los minerales de arcilla que forman la marga.

Contrariamente al S1 y S3, en los puntos S4 y S6 la concentración de COVs-Cl en el acuífero era superior a la concentración de COVs en la ZNS. Muy probablemente la concentración de compuestos clorados en esos pozos está controlada principalmente por el transporte de contaminante, a través del acuífero, desde los focos situados aguas arriba (**Figura 1**). En los puntos S7 y S8 la relación entre los COVs medidos en la ZNS y los COVs-Cl encontrados en el acuífero era similar a la observada en los pozos S4 y S6 y, por tanto, su distribución se explicaría del mismo modo. En el punto S10, próximo al margen del penacho contaminante originado en el depósito (**Figura 1**), las concentraciones de COVs y COVs-Cl son similares e inferiores, por debajo de las 10 ppm, a las medidas en los puntos mencionados hasta el momento. En esta área no existen evidencias de vertidos en la superficie y, por tanto, la concentración de COVs-Cl en este punto está controlada por la migración a lo largo del penacho contaminante. Según esta interpretación, los COVs medidos en los testigos de sondeo probablemente provienen del agua subterránea. Este origen es consistente con el hecho que las mayores concentraciones de COVs se midieron en los testigos situados por debajo del nivel freático (**Figura 2**). Los perfiles de concentración en profundidad de COVs y COVs-Cl en el punto S9 son similares a los obtenidos en S10 e interpretados del mismo modo. La concentración de disolventes clorados en la parte del acuífero donde se encuentra el punto S9 es superior a la encontrada en los puntos situados inmediatamente aguas arriba, S2 y S10 (**Figura 1**), no observándose una conexión clara que permita relacionar la contaminación de esta área con alguna de las fuentes. Este hecho planteó la posibilidad de que hubiera tenido lugar algún vertido de contaminante en esa zona. Al tratarse de un acuífero fracturado es también muy posible que existan rutas de migración preferente del contaminante que no hayan sido interceptadas por los puntos situados inmediatamente aguas arriba, dificultando así la determinación del origen.

Para aumentar la información de la distribución del contaminante en la ZNS se realizaron también análisis “in situ” de muestras de gas del suelo en 31 puntos del emplazamiento (ARC, 2007). La obtención

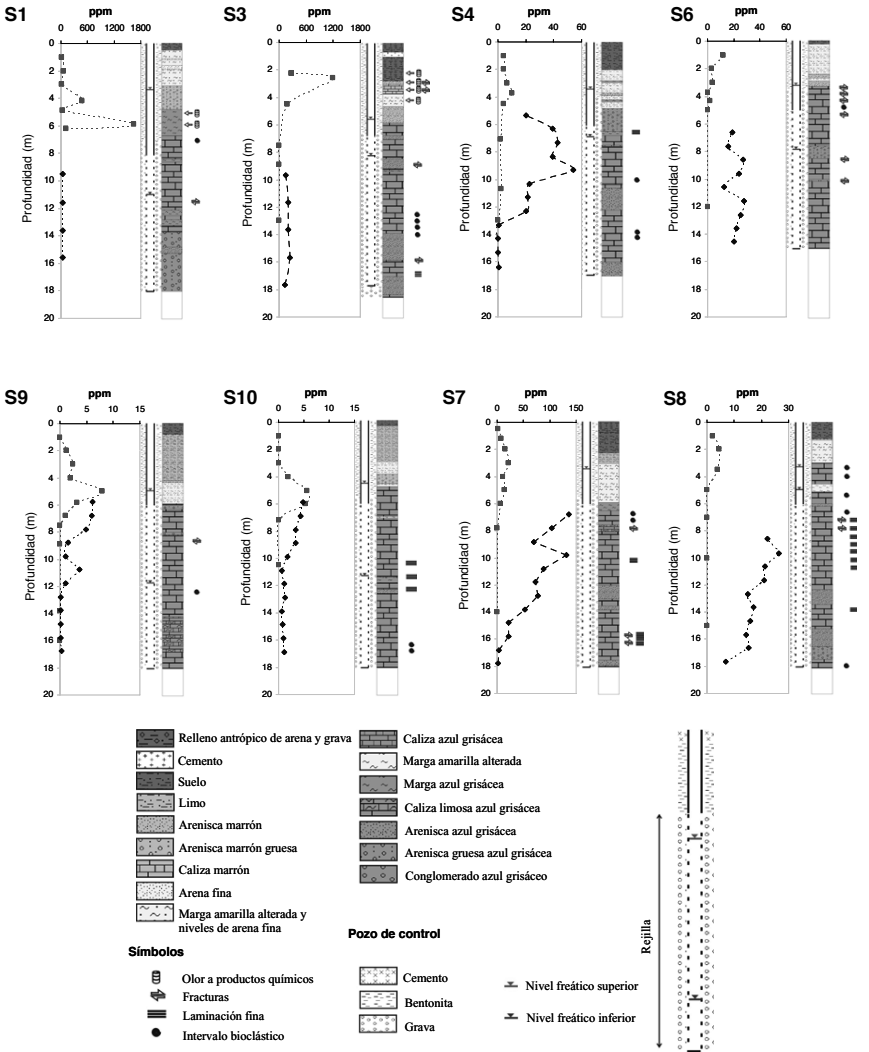


Figura 2. Perfiles COVs (cuadrados) y COVs-Cl (rombos) junto con las columnas litoestratigráficas y la variación del nivel freático. En la leyenda los materiales de la izquierda son los de la parte superior y los de la derecha los correspondientes a la parte inferior.

y análisis de la muestra se realizo mediante un penetrómetro dinámico equipado con un PID. En dos puntos situados en el interior del edificio, en el lado oeste, se midieron concentraciones de COVs de 4000 ppm. En ese lugar se almacenaban anteriormente multitud de barriles pudiendo originarse vertidos accidentales (**Figura 1**). Estos puntos están situados aguas arriba del pozo S8, a aproximadamente 40 m hacia el oeste. Asimismo, en un punto situado 4 m aguas arriba del pozo S7 se midió una concentración de COVs de 73 ppm. Estos resultados apoyan la posible presencia de fuentes de contaminación aguas arriba de los pozos S7 y S8, inferida a partir de los resultados de los perfiles de COVs y COVs-Cl en los puntos de control.

3.2. Variación concentración TCE en el acuífero

La **Figura 3** muestra las variaciones de concentración de TCE para varios puntos medidas en dos o tres profundidades de los pozos multinivel. Las primeras muestras se tomaron en Marzo de 2006, después de los trabajos de recuperación del suelo contaminado llevados a cabo durante 2005, y las siguientes entre Junio-2007 y Enero-2008. Los puntos escogidos corresponden a aquellos en que la ZNS actúa como fuente, S1 y S3, y a dos más situados a lo largo del penacho contaminante generado por el depósito subterráneo, S6 y S10. Las variaciones de concentración observadas describen dos patrones bien diferenciados. En los puntos S1, S6 y S10 la concentración de TCE muestra una tendencia decreciente. Esta tendencia puede explicarse, en parte, como resultado de las tareas de descontaminación del suelo. Los trabajos de descontaminación de la ZNS también podrían explicar, en parte, el descenso de concentración observado en el punto S3 entre la campaña del 2006 y posteriores. No obstante, en el punto S3 se observan aumentos de concentración que parecen tener relación con la entrada de contaminante desde la ZNS. Algunos indicios que apoyan esta posibilidad son: 1) el incremento de concentración posterior a las precipitaciones de Agosto 2007 y 2) el hecho que las mayores variaciones en este punto se observan en la parte superior (ver **Figura 3**).

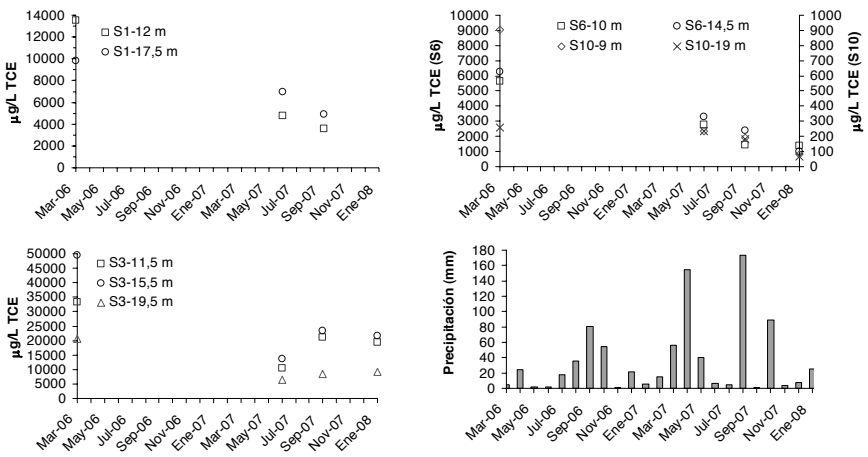


Figura 3. Variaciones de la concentración de TCE en varias partes del acuífero y promedio precipitación mensual en la zona de estudio.

3.3. Relación fuentes y contaminante presente en el acuífero. Aplicación composición isotópica del TCE.

Para la caracterización isotópica de las fuentes, se tomaron muestras del agua residual presente en el depósito subterráneo, previamente a su eliminación en 2005, y de una fractura que se interceptó en la zona de las balsas a 5,8 m de profundidad. El agua que fluía por la fractura se interpretó como agua de infiltración superficial dado que en ese momento esta se encontraba por encima del nivel freático. En ese caso, la muestra de agua de la fractura representaría el contaminante lixiviado de la ZNS. La $\delta^{13}C_{TCE}$ del depósito se midió en tres ocasiones, entre Octubre-2002 y Septiembre-2004, no encontrando variaciones significativas. El valor promedio del TCE depósito es de -16,3 ± 0,6 ‰ mientras que el valor encontrado en la muestra de la fractura es de -23,9 ± 0,2 ‰. Esta diferencia entre ambas fuentes nos permite determinar el origen del TCE en el acuífero. Así, en la **Figura 1** se observa que los valores $\delta^{13}C_{TCE}$ determinados en los puntos S3, S6 y S10 se asemejan al valor del depósito y que los de los puntos S1 y S4 son similares a los de la muestra de la fractura. Por otra parte, el valor del punto S9 indica que de haberse producido un vertido superficial de TCE en esa zona, este tendría una composición similar al vertido en las balsas. No obstante, el valor encontrado en el punto S9 es también muy similar al encontrado en el punto S8, situado en frente de la planta.

4. CONCLUSIONES

Los perfiles verticales de concentración de contaminante en la ZNS y el acuífero han permitido entender mejor el efecto de la contaminación en la ZNS sobre el acuífero en diferentes partes del emplazamiento. Se han observado algunas áreas donde la ZNS actúa como fuente contaminante en comparación a otras donde la contaminación proviene principalmente del transporte a través del acuífero. La variación de la concentración de TCE ha mostrado que, en los alrededores del depósito subterráneo y la planta, se sigue produciendo una entrada de contaminante proveniente de la contaminación residual de la ZNS con posterioridad a los trabajos de descontaminación llevados a cabo en 2005. Los datos isotópicos han permitido relacionar la contaminación en el acuífero con las distintas fuentes y determinar aproximadamente su alcance, mostrando ser una herramienta muy efectiva en emplazamientos con acuíferos fracturados y varios focos de contaminación.

Agradecimientos. Agència de Residus de Catalunya, Agència Catalana de l'Aigua, Técnicas de Protección Ambiental S.A. y a los proyectos CGL-2008-06373-CO3-01/BTE y SGR-2009.

REFERENCIAS

Agència de Residus de Catalunya, 2001. Departament de Medi Ambient. Generalitat de Catalunya. Investigació subsòl de l'antiga planta HIGHTEX S.A., Òdena.

Agència de Residus de Catalunya, 2007. Departament de Medi Ambient. Generalitat de Catalunya. Tasques de mostreig i gestió de sòls contaminats a les instal•lacions de l'antiga HIGHTEX al terme municipal Òdena.

Palau, J., Soler, A., Teixidor, P. y Aravena, R., 2007. Compound-specific carbon isotope analysis of volatile organic compounds in water using solid-phase microextraction. *J. Chromatogr. A*, 1163, 260-268.

Palau, J., 2008. Aplicación de la composición del carbono de compuestos orgánicos volátiles en acuíferos contaminados por disolventes clorados. Directores: Soler, A. y Canals, A. Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia. Dept. de Cristal•lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals.

Pankow, J.F y Cherry, J.A., 1996. *Dense chlorinated solvents and other DNAPLs in groundwater*. 1st ed. Portland, Oregon. Waterloo Press.

SEGUIMIENTO DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN EL ENTORNO DEL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA

Mª Luisa Prados García[1]*; Karl Vanderlinden[2]; Juan Vicente Giráldez Cervera[3]; Carolina Guardiola-Albert[4] y C. Mediavilla Laso[1]

1: Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
Área de investigación en procesos activos y calidad ambiental.
Oficina de Proyectos de Sevilla. Plaza de España,
Torre Norte. 41013 Sevilla
e-mail: ml.prados@igme.es

2: Grupo de Suelo y Agua
Centro *Las Torres-Tomejil*
IFAPA, Consejería de Agricultura y Pesca
Ctra. Sevilla-Cazalla, km 12.2, 41200 Alcalá del Río (Sevilla)

3: Departamento de Agronomía,
Universidad de Córdoba e Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC,
Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid, km 396, 14071 Córdoba

4: Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
Área de investigación en procesos activos y calidad ambiental.
C/Ríos Rosas, nº23, 28013, Madrid

Palabras clave: Zona no Saturada, Doñana, Balance de Agua, Recarga, Sensores de Capacitancia ECH_2O.

RESUMEN. *Mejorar el conocimiento sobre la recarga del acuífero Almonte-Marismas es de gran relevancia para la gestión de los recursos hídricos en el entorno del Parque Nacional de Doñana. Con el fin de realizar un seguimiento de la humedad del suelo se instalaron sensores de humedad a distintas profundidades en diez puntos seleccionados. Se presentan los detalles de la instalación, el procedimiento de calibración en laboratorio y los datos registrados inicialmente, de los que se puede inferir el flujo del agua en el suelo y determinar la situación de la capa freática, así como las oscilaciones de la misma. Usando estos resultados se desarrollará y validará un modelo de balance de agua que permita la recarga del acuífero.*

ABSTRACT. *The Almonte-Marismas aquifer recharge is an important variable on the hydrological resources management of the Doñana National Park and its environment. In order to study this variable, ten monitoring points were selected in the area, according to different characteristics, where water content sensors were installed at different depths, to study water flux through the vadose zone. Some calibration tests were made for these soils. Obtained data are presented, evaluating water flux through the vadose zone. Water content profiles on the monitored points are described and water table position has been defined, as well as its oscillations. In the future, a water flux balance model will be developed and validated for these soils, using the obtained data. This model is expected to evaluate the vadose zone influence on the aquifer recharge.*

1. INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas y ecotonos presentes en Doñana dependen en gran medida de la disponibilidad del agua. Pequeños cambios en las condiciones hídricas naturales pueden provocar desequilibrios de graves repercusiones en las características ecológicas y medioambientales de los mismos. La dinámica espacio-temporal del agua en el suelo es el resultado de la interacción de procesos de infiltración, redistribución, percolación, y evapotranspiración, y determina la distribución, abundancia o permanencia de las especies vegetales a través de los equilibrios ecohidrológicos. En este trabajo se describe la red de sensores electromagnéticos empleada para realizar un seguimiento en continuo de la humedad del suelo en varios puntos del Entorno Natural de Doñana y sus proximidades, dentro del marco de un estudio sobre la recarga del acuífero Almonte-Marismas.

Robinson *et al*. (2008) revisaron recientemente los métodos disponibles para medir la humedad del suelo en aplicaciones ecológicas e hidrológicas a escala de cuenca, y destacan que la medición en continuo con

redes de sensores puede cubrir escalas espacio-temporales intermedias que ningún otro método puede abarcar. Los sensores de capacitancia ofrecen una excelente alternativa al TDR, por su bajo coste y bajo consumo energético (Bogena *et al*., 2007). Miden la permitividad dieléctrica del suelo que se relaciona con el contenido de humedad mediante una relación empírica, por lo que es recomendable calibrar los sensores para cada tipo de suelos cuando se pone en marcha una amplia red de sensores (Kizito *et al*., 2008). Para este estudio se eligió el sensor ECH_2O EC-20 (Decagon Devices Inc. 2006, 2007). McMichael y Lascano (2003), Czarnomski *et al*. (2005), Nemali *et al*. (2007) y Bandaranayake *et al*. (2007) evaluaron el volumen de suelo explorado por estos sensores, así como el efecto de la temperatura y la conductividad eléctrica, y la influencia del tipo de suelo. En general los sensores ECH_2O muestran mayor sensibilidad a estos factores, pero su bajo coste justifica en la mayoría de las ocasiones una calibración específica.

Bandaranayake *et al*. (2007) utilizaron estos sensores en un suelo arenoso y concluyeron que se ven afectados por la salinidad, por las variaciones de temperatura (sensores superficiales) y que subestiman la humedad cuando el suelo no se encuentra bien compactado. En este estudio no se encuentran estos inconvenientes, por tratarse de horizontes profundos y no salinos. Otros autores han comparado su funcionamiento con otros sensores (Blonquist *et al*., 2005), mostrando debilidades como su gran susceptibilidad a la variación de la conductividad eléctrica con las temperaturas diurnas o una sobreestimación de la permitividad real cuando hay una conductividad eléctrica elevada. Sin embargo, los suelos de este estudio no tienen presencia de sales y el hecho de estudiar la humedad en profundidad hace que se disminuya considerablemente la afección por variaciones bruscas de temperatura, por lo que estos sensores son una opción muy adecuada teniendo en cuenta los objetivos y las condicionantes de este estudio. Estas características los hacen idóneos para su uso en redes de sensores (Bogena et al., 2007), como la expuesta en este trabajo.

El objetivo del mismo es evaluar el uso los sensores EC-20 para el seguimiento de la humedad del suelo bajo las condiciones edafoclimáticas del Entorno Natural de Doñana y sus proximidades, empleando una calibración realizada en laboratorio para cada punto e interpretando los primeros datos obtenidos con la red, comparando los dos métodos utilizados para la instalación de los sensores.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Puntos instrumentados

Se seleccionaron cuatro puntos piloto en los que fueron instaladas las sondas de medición de humedad en otoño de 2007. Tras un breve periodo de evaluación, se procedió al equipamiento del resto de puntos en estudio durante el 2008 (ver figura 1).

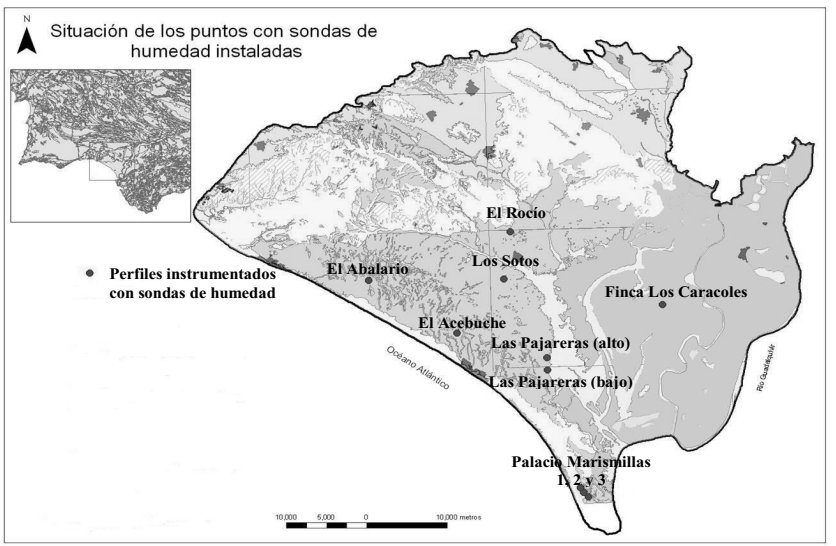


Figura 1. Mapa de situación de los puntos de la red de monitorización en el Entorno Natural de Doñana.

A continuación y a modo de ejemplo se presentarán datos obtenidos en los ensayos de calibración de los sensores y los datos de campo observados desde el 1 de abril de 2008 hasta el 31 de marzo de 2009 para los puntos de El Acebuche y uno de los tres puntos del entorno del Palacio de Marismillas, el de cota media (Marismillas-2).

El punto denominado El Acebuche (coordenadas UTM_Huso29: X = 716291; Y = 4102657) se encuentra cubierto de pinar y arbustos característicos de monte blanco (*Rosmarinus officinalis, Halimium halimifolium, Ulex minor*). La capa freática se encuentra a más de un metro de profundidad. El suelo es arenoso, color ocre y el primer horizonte tiene elevada presencia de restos vegetales (color más oscuro que el resto, bastante homogéneo).

El punto dos del entorno del Palacio de Marismillas (Marismillas-2: coordenadas UTM_Huso29: X = 732381; Y = 4080629) es de los tres instrumentados en esta zona el que se encuentra en la cota media. Sobre este punto encontramos cubierta de pino (*Pinus pinea*) como única vegetación presente. El suelo está formado por arenas anaranjadas en todo el perfil. Entre los 2 y los 2,5 m se encuentran abundantes restos de conchas marinas. El nivel piezométrico se detectó a una profundidad de 3,5 m.

2.2. Instalación de los sensores

Los sensores fueron instalados a distintas profundidades en los perfiles seleccionados, y hasta una profundidad máxima dependiente, principalmente, del nivel freático. Para instalar los sensores en profundidad se utilizaron dos métodos: zanja y barrenas. El primer método se utilizó en todos los puntos de menos de 3 m de profundidad y consiste en practicar una zanja en el suelo y en un lateral de la misma insertar los sensores de forma horizontal, paralelos a la superficie del suelo y con su lado más estrecho en perpendicular a dicha superficie. Esto permite medir en suelo inalterado y evita la alteración del flujo vertical del agua y la acumulación de agua en el suelo justo encima del sensor. En los puntos más profundos y, a veces, como complemento al método de zanja, se empleó el método de la barrena en algunos emplazamientos. Consiste en realizar agujeros mediante una barrena, hasta la profundidad deseada, e insertar el sensor en posición vertical dentro de esa perforación con una barra metálica provista de un porta sensor. Se comprueba mediante el ECH_2O-check (Decagon Devices Inc., Pullman, WA) que el sensor funciona correctamente antes de cubrirlo definitivamente. En este estudio se analiza si se observan diferencias entre los datos aportados por los sensores instalados con los dos métodos.

Las mediciones se realizaron con una frecuencia de 15 minutos y se almacenaron en un registrador de datos EM-50 (Decagon Devices Inc., 2007).

En el punto de El Acebuche no se llegó hasta el nivel freático en el momento de instalación de los sensores, sin embargo en Marismillas-2 se encuentra monitorizada la ZNS en toda su profundidad.

2.3. Calibración de los sensores

Se realizaron calibraciones específicas para cada profundidad en los distintos puntos de medición. Para ello se llenaron cilindros perforados, de unos 25 cm de altura y 10 cm de diámetro, con el suelo y se insertaron los sensores así como un sensor de temperatura tras haber saturado la muestra. Después de dejar drenar los cilindros aproximadamente 12h, se situaron sobre balanzas de precisión dispuestas en el interior de una estufa. Los sensores ECH_2O-20 (EC-20) se introdujeron en la muestra en estufa, junto con dos sensores de temperatura, uno en el interior y otro en el exterior de la muestra. Los sensores registraron en continuo los datos de humedad volumétrica (con la calibración del fabricante) y la temperatura. Se procedió al secado lento de las muestras, registrando en continuo tanto la masa medida por las balanzas como las mediciones de los sensores. La humedad volumétrica observada se estima a partir de la humedad gravimétrica obtenida en báscula, tras secado de la muestra a 105ºC.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Resultados de la calibración

Los datos obtenidos en dos de los ensayos de calibración realizados se presentan en la Figura 2. Se observa que los sensores EC-20 con la calibración del fabricante subestiman los contenidos de humedad. Si nos fijamos en las variaciones de temperatura, al contrario de lo que indican otros autores (Blonquist et al., 2005; Bandaranayake et al., 2007), la lectura de los sensores no se ve afectada por las variaciones de la misma, puesto que los cambios en la pendiente de la curva responden a cambios en el contenido de humedad observado en el ensayo.

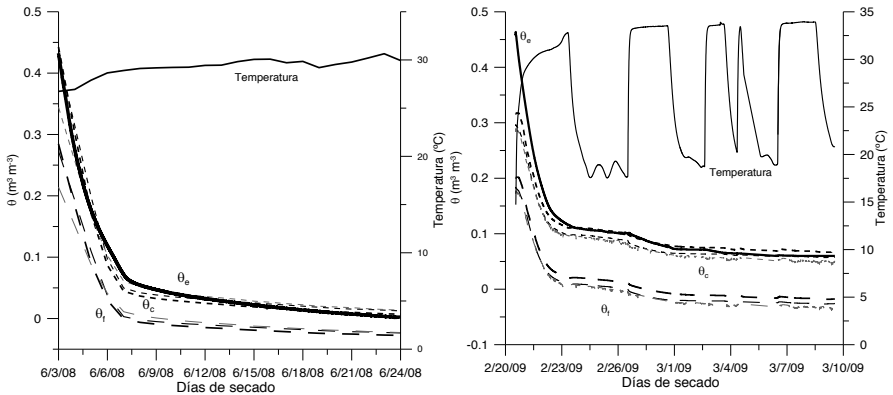


Figura 2. Ensayo de calibración de sensores para muestras de Marismillas-2 **(Fig. 2a)** y de El Acebuche **(Fig. 2b)**; se comparan los valores de humedad obtenidos con la calibración del fabricante (θ_f), los observados en el ensayo (θ_e) y los obtenidos tras aplicar una relación de calibración lineal sencilla, propuesta en este trabajo (θ_c). En el ensayo de El Acebuche se estudiaron tres cilindros con muestras de tres profundidades distintas en el mismo ensayo (0.2, 0.4 y 0.6 m), observándose en la **Fig. 2b** los valores medios para cada uno.

Para este estudio se han realizado dos calibraciones. En una de ellas se ha aplicado el método propuesto por Sakaki et al. (2008) (ver Fig. 3) en el que, partiendo de los contenidos máximo y mínimo de humedad, se elabora un ajuste de un coeficiente α, de forma que:

$$\theta_v = \frac{ADC^{\alpha} - ADC^{\alpha}_{\text{sec}}}{ADC^{\alpha}_{sat} - ADC^{\alpha}_{\text{sec}}}\phi \qquad (1)$$

donde *ADC* (*analog to digital converted*) es el valor bruto aportado por los sensores, definido por el fabricante como RAW, que es un dato que convierte directamente la señal analógica en un valor numérico; ϕ es la porosidad del suelo y α es el coeficiente a ajustar. Por otro lado se ha elaborado una calibración sencilla, ajustando los valores de la región seca (correspondientes a una humedad menor al 30%) a una línea recta (ver Fig. 4).

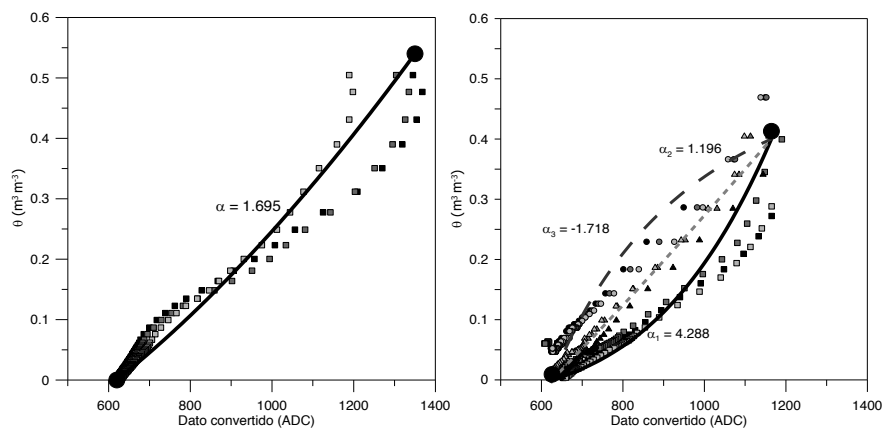


Figura 3. Calibración de los sensores para las muestras de Marismillas-2 (**Fig. 3a**) y de El Acebuche (**Fig. 3b**) en las tres profundidades estudiadas (1, 2 y 3, respectivamente), siguiendo el modelo propuesto por Sakaki et al., (2008)

La calibración propuesta por Sakaki et al. (2008) nos da buen resultado para las muestras de Marismillas-2, ajustándose prácticamente a una línea recta. Para el ensayo de El Acebuche, al ser distintas profundidades, obtenemos distintos valores para α y además las curvas obtenidas no se ajustan bien a

partir de un valor de humedad de 0,15 $m^3\ m^{-3}$. Con una calibración más sencilla podemos obtener un mejor ajuste, como se observa en la Fig. 4, en la que observamos que el ajuste es bastante bueno hasta contenidos de alrededor de 0,3 $m^3\ m^{-3}$.

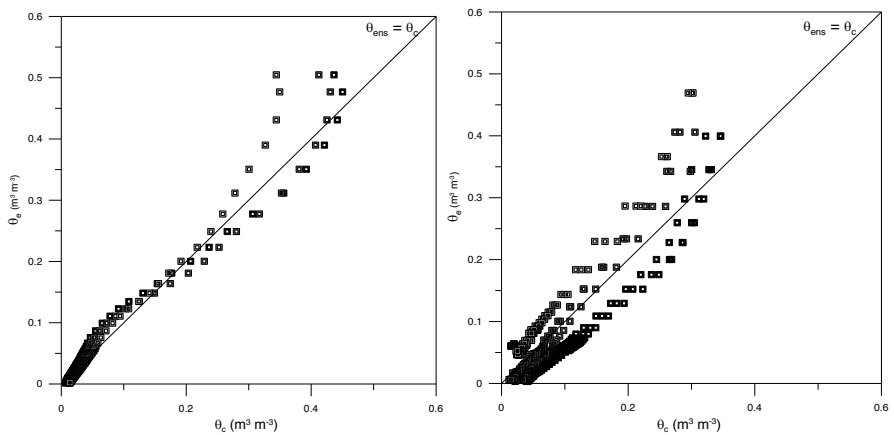


Figura 4. Humedad volumétrica observada en el ensayo frente a la humedad estimada por los sensores tras aplicarles la relación de calibración propuesta en las muestras de Marismillas-2 (**Fig. 4a**) y de El Acebuche (**Fig. 4b**).

Para estudiar la precisión de la medida de los sensores, antes y después del ajuste, se ha realizado un estudio de error, cuyos resultados se pueden observar en la Tabla 2. Las variables estudiadas son el error medio (EM), error medio absoluto (EMA), raíz del error medio cuadrático (REMC), error medio relativo (EMR) y coeficiente de eficiencia (CE). El estudio del error se ha calculado para los valores medios de cada profundidad estudiada y para los distintos modelos de calibración utilizados en este estudio.

$$EM = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i^* - x_i) \qquad (2)$$

$$EMA = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|\ x_i^* - x_i\ | \qquad (3)$$

$$REMC = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i^* - x_i)^2} \qquad (4)$$

$$EMR = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{|\ xi^* - xi\ |}{xi} \qquad (5)$$

$$CE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}|\ x_i^* - x_i\ |}{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \overline{x})} \qquad (6)$$

Tabla 2. Valores obtenidos en el estudio de error realizado a los modelos de calibración estudiados.

		Calibración propuesta	EM	EMA	REMC	EMR	CE
Lectura sensores calibración fabricante	**M**	$\theta = 4.24\text{E-}04 \cdot ADC - 0.29$	-0,0524	0,0524	0,0636	2,5270	0,7102
	AC		-0,0922	0,0922	0,0957	1,0824	-0,8696
Valores calibración propuesta	**M**	$\theta = 5.92\text{E-}04 \cdot ADC - 0.3592$	-0,0014	0,0080	0,0181	0,5995	0,9754
	AC	$\theta = 5.28\text{E-}04 \cdot ADC - 0.3059$	-0,0035	0,0122	0,0222	0,0975	0,8967
Valores calibración Sakaki et al,, (2008)	**M**	$\theta = \frac{ADC^{\alpha} - ADC_{seco}{}^{\alpha}}{ADC_{sat}{}^{\alpha} - ADC_{seco}{}^{\alpha}} \cdot \phi$	0,0038	0,0150	0,0248	0,3739	0,9522
	AC		0,0466	0,0503	0,0521	0,6462	0,4660

Cabe destacar que el error medio es prácticamente cero en los valores calibrados, aunque el error medio

relativo está en torno al 10%. Esto se debe a que, para valores de humedad elevada, estos sensores pierden sensibilidad (Bogena et al., 2007), por lo que es más difícil el ajuste. De cualquier modo los valores obtenidos con la calibración propuesta muestran menor error que los medidos por los sensores con la calibración de fábrica y con la calibración propuesta por Sakaki et al. (2008) y la eficiencia del ajuste aumenta hasta el 97% para el caso de Marismillas-2 y hasta el 89% para el caso de El Acebuche (de más difícil ajuste, dada su variabilidad).

3.2. Datos de campo obtenidos por los sensores

Los datos obtenidos de los registros de los sensores en los distintos puntos nos aportan una relevante información del flujo de agua en el suelo, como se puede observar en la Figura 5, en la que se muestra un ejemplo de los datos registrados en dos de los puntos instrumentados. En esta figura, los datos se han relacionado con la precipitación y la evapotranspiración de una estación meteorológica cercana (Almonte).

En dicha figura se observa el registro de contenidos de humedad en cada uno de los sensores instalados en los puntos mencionados, tras aplicar la relación de calibración. En todos los puntos se ha registrado con claridad la influencia de las precipitaciones en los contenidos de humedad registrados por los sensores más superficiales, aumentando y disminuyendo estos contenidos muy rápidamente y siendo estos ascensos coincidentes en el tiempo con la fecha de precipitaciones. Al ir aumentando en profundidad, el aumento de humedad se produce de forma menos acusada, con retraso respecto a los días de lluvia y el descenso de la humedad se produce de forma más lenta.

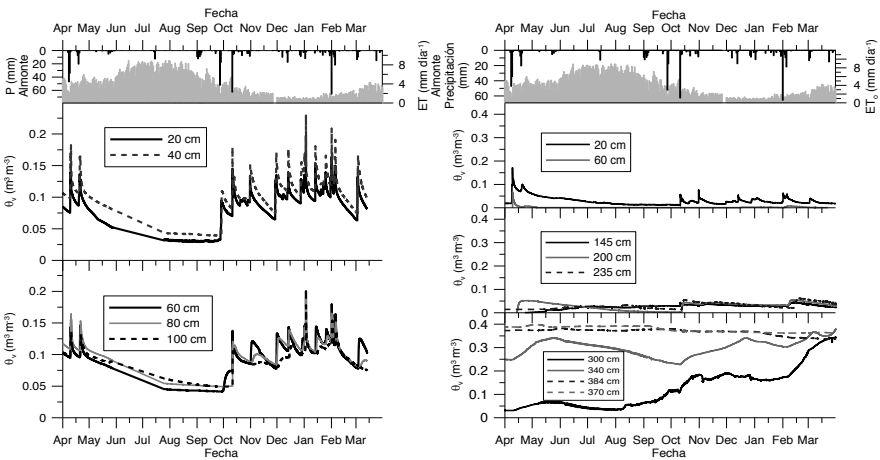


Figura 5. Registro de los datos de campo desde el 1 de abril de 2008 hasta el 31 de marzo de 2009 en los puntos de El Acebuche (**Fig. 5a**) y de Marismillas-2 (**Fig. 5b**), en relación a las precipitaciones y la evapotranspiración registradas en la estación meteorológica de Almonte para el mismo periodo.

En el punto de El Acebuche (Fig. 5a) no se ha registrado el ascenso del nivel freático, encontrándose este a mayor profundidad que los sensores instalados. Sin embargo se observa claramente cómo el funcionamiento de los sensores es bastante homogéneo en toda la profundidad del perfil, siendo su respuesta a las precipitaciones muy similar, aunque conforme aumenta la profundidad, los aumentos de humedad son cada vez menos acusados y se producen con un cierto retraso en el tiempo respecto a las precipitaciones. En este caso los sensores fueron instalados mediante el método de la zanja, observándose muy buena respuesta de los mismos ante las variaciones de humedad.

Se observa claramente en el punto estudiado en el entorno del Palacio de Marismillas (**Fig. 5b**) la situación de la capa freática, situada a partir de los 3,7 m, así como su zona de oscilación, que en época de lluvias asciende hasta los 2,7 m y en época de estiaje se encuentra por debajo de los 3,4 m. Además el sensor situado a 2 m registra un aumento de la humedad más elevado que los inmediatamente superiores en varios momentos del ciclo, momentos que coinciden con épocas de precipitación, pero con un ligero retraso. Esto puede deberse a un movimiento horizontal del agua desde zonas superiores, pudiendo encontrarse en esta profundidad una zona de mayor compactación (coincide con el horizonte en el que se

encontraron restos de conchas) y por tanto produciéndose un flujo horizontal preferente. Asimismo se puede apreciar cómo en el mes de agosto se produce una disminución en el contenido de humedad a una profundidad de 3,4 m a la vez que a 2,7 m se registra un aumento del mismo. Esto se puede deber a un ascenso capilar de la humedad, probablemente por influencia de la presión de la ET. Como se había comentado, en este punto la instalación de los sensores se realizó mediante el método de barrenas, observando una buena respuesta de los sensores en toda la profundidad del perfil.

En la Figura 6 se pueden observar representadas las variaciones de humedad cada 24 horas durante el periodo estudiado en ambos puntos.

En el punto de El Acebuche (Fig. 6a) se observa que la influencia de las precipitaciones se aprecia en toda la profundidad del perfil estudiado, así como en el periodo de estío o en los periodos de ausencia de lluvias el suelo se mantiene en situación de disminución de humedad en todo el perfil. Al estudiar un perfil poco profundo, se observa la rapidez con la que se producen las oscilaciones en los contenidos de humedad (humectación-desecación), característica de estos suelos arenosos.

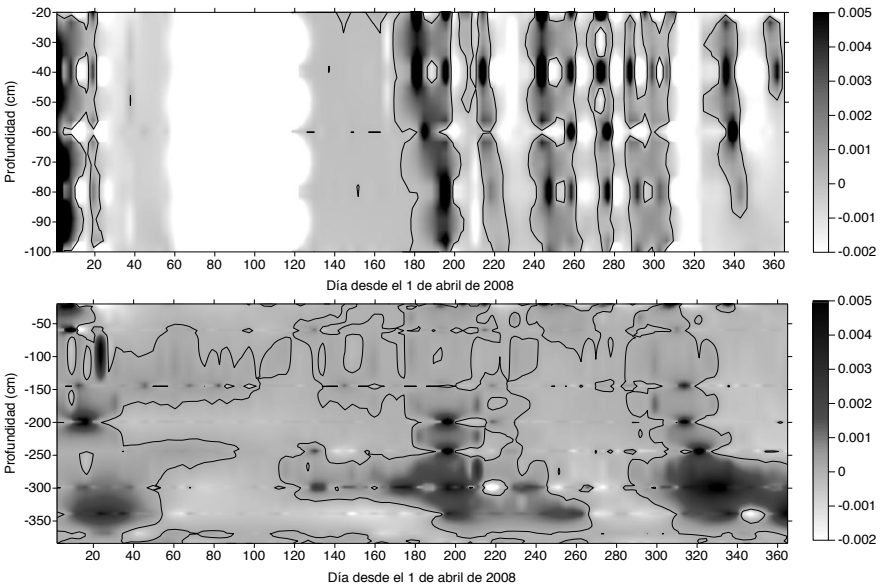


Figura 7. Variaciones de humedad registradas en el periodo de tiempo estudiado en los puntos de El Acebuche (**Fig. 7a**) y de Marismillas-2 (**Fig. 7b**) en todo el perfil estudiado.

En el punto del entorno del Palacio de Marismillas (Fig. 6b) se puede ver lo mencionado anteriormente. Los aumentos de humedad en el perfil en profundidad observados se registran con un retraso en el tiempo respecto a las precipitaciones. Además a 2,7 m se observa el aumento de humedad en verano mientras en la zona inferior se produce una disminución de la misma. Se comprueba cómo la zona alrededor de los 3 m de profundidad es la que registra mayores variaciones de humedad, es decir, es la zona donde tiene lugar la recarga del acuífero en este punto. En la zona más profunda no se producen variaciones importantes, puesto que ésta se encuentra en saturación permanente.

Estas variaciones en los contenidos de humedad podrían permitir, sin necesidad de modelar el flujo de agua, estimar cuantitativamente la recarga que se produce al acuífero.

4. CONCLUSIONES

Queda patente en este estudio que es necesario establecer una relación de calibración para los suelos estudiados para poder cuantificar con precisión los contenidos de humedad del suelo. Sin embargo para realizar un análisis cualitativo y estudiar las variaciones que se producen en estos contenidos de humedad, se puede valorar muy positivamente la información que aportan estos sensores incluso sin calibrar, ofreciendo además la gran ventaja de tener un coste muy económico y un registro de datos en continuo a

una elevada frecuencia temporal.

Al estudiar las relaciones de calibración de estos sensores se encuentran complicaciones cuando se trata de elevados contenidos de humedad. En este caso los sensores se vuelven más imprecisos. Sin embargo, como se ha visto en los datos registrados en campo, estos suelos arenosos rara vez registran contenidos en humedad superiores a 0,3 m^3 m^{-3} y cuando se registran se puede considerar el suelo como saturado, por lo que estas imprecisiones no afectarán en gran medida al estudio del flujo de agua en estos suelos.

La instalación de estos sensores a lo largo de la ZNS permite situar con gran precisión la capa freática, así como sus oscilaciones. Es necesario disponer de una mayor serie de datos para sacar conclusiones de los distintos factores que pueden tener influencia en dichas oscilaciones, aunque se apuntan algunas ideas como el ascenso capilar o el flujo lateral procedente de cotas más elevadas. Así mismo se observa que los datos aportados por los sensores instalados mediante el método de barrenas tienen características similares al instalado mediante zanja, por lo que el funcionamiento se da por correcto en ambos casos, a la espera de continuar obteniendo más datos para el análisis.

Los datos obtenidos de esta red de monitorización permitirán modelar el flujo de la ZNS de esta unidad hidrogeológica para así estimar la recarga del acuífero que se produce a través de la ZNS. Por último se realizará un análisis ecohidrológico de la zona, estudiando el sistema suelo-planta-atmósfera y valorando la influencia de las posibles modificaciones en las pautas de precipitación y temperatura (cambio climático) en este sistema.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado con financiación del IGME y con la colaboración de la oficina de proyectos del IGME en Sevilla y del IFAPA-Centro Las Torres-Tomejil de la Junta de Andalucía, así como con ayuda del personal de la ICTS de la Estación Biológica de Doñana. Los autores agradecen el trabajo de campo y la mejora del equipo usado en laboratorio a F. Ruíz y A. Martínez de la O.P. del IGME en Sevilla, a E. Rodríguez y M. Morón del centro IFAPA Las Torres-Tomejil, así como al resto del equipo del Área de Producción Ecológica y Recursos Naturales del mismo.

REFERENCIAS

Bandaranayake, W.M., L.R. Parsons, M.S. Borhan, y J.D. Holeton, 2007. Performance of a Capacitance-Type Soil Water Probe in a Well-Drained Sandy Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71, 993–1002.

Blonquist, J.M. Jr., D.A. Robinson, y V.P. Rasmussen, 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part 1. Methodology. *Vadose Zone J*. 4, 1048–1058.

Bogena, H.R.; Huisman, J.A.; Oberdörster C. y Vereecken, H. 2007. Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *J. Hydrol*. 344, 32-42.

Czarnomski, N.M., G.W. Moore, T.G. Pypker, J. Licata, y B.J. Bond, 2005. Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. *Can. J. For. Res.* 35, 1867-1876.

Decagon Devices, Inc. 2006. *ECH_2O Soil Moisture Sensor. Operator´s Manual, for models EC-20, EC-10 y EC-5. Version 5*.

Decagon Devices, Inc. 2007. *EM50, Data Collection System.User´s Manual, versión 4*.

Kizito, F., Campbell, C.S., Campbell, G.S., Cobos, D.R., Teare, B.L., Carter, B., Hopmans, J.W., 2008. Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor, *J. Hydrol*., 352, 367-378.

McMichael, B. y R. J. Lascano, 2003. Laboratory evaluation of a commercial dielectric soil water sensor. *Vadose Zone J.* 2, 650–654.

Nemali, K.S., F. Montesano, S.K. Dove, y M.W. van Iersel, 2007. Calibration and performance of moisture sensors in soilless substrates: ECH_2O and Theta probes. *Sci. Hort*. 112, 227-234.

Robinson, D.A.; Campbell, C.; Hopmans, J.W.; Hornblukle, B.; Jones, S.B.; Knight, R.; Ogden, F.; Selker, J. y Wendroth, O. 2008. A review vision for soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observations. *Vadose Zone J*. 7, 358–389.

Sakaki, T., A. Limsuwat, K. M. Smits, and T. H. Illangasekare, 2008. Empirical two-point a-mixing model for calibrating the ECH2O EC-5 soil moisture sensor in sands, *Water Resour. Res*. 44, W00D08, doi:10.1029/2008WR006870.

IDENTIFICACIÓN DE BUENAS PRÁCTICAS AGRARIAS PARA MITIGAR LA CONTAMINACIÓN POR NITRATOS EN UNA ZONA VULNERABLE DE LA RIOJA (ESPAÑA)

Margarita Ruiz-Ramos[1], Nuria Vázquez[2], José Luis Gabriel[3] y Miguel Quemada[3]

1: Instituto de Ciencias Ambientales
Univ. Castilla-La Mancha
Toledo
e-mail: margarita.ruiz@uclm.es

2: Centro de Investigación y Desarrollo Agrario (CIDA)
NA-134, km 88, 26071, La Rioja
e-mail: tecnologia.cida@larioja.org

3: Departamento de Producción Vegetal: Fitotecnia
Universidad Politécnica de Madrid
Ciudad Universitaria s/n, 28008 Madrid
e-mail: miguel.quemada@upm.es, web:http://www.etsia.upm.es/GRUPOSINV/AgSystems

Palabras clave: Buenas prácticas agrarias, contaminación nitratos, zonas vulnerables

RESUMEN. *En zonas vulnerables a la contaminación por nitratos son necesarias prácticas agrícolas sostenibles que minimicen la lixiviación. El modelo de cultivos STICS fue validado para viñedo en La Rioja (España) y acoplado a un sistema de información geográfica para evaluar el efecto de prácticas agrícolas en la lixiviación de nitratos. Ocho escenarios de manejo, combinación de dos concentraciones de nitrato en agua de riego y cuatro niveles de aplicación de residuos orgánicos, fueron simulados. Las prácticas para mitigar la lixiviación de nitratos fueron: i) regar con agua del río Ebro en lugar de subterránea, ii) limitar la aplicación de nitrógeno en residuos a 60 kg N* ha^{-1} *cada dos años si no se considera el tipo de suelo, iii) aumentar la aplicación hasta 170 kg N* ha^{-1} *anual si se hace en función del tipo de suelo. Estas prácticas producirían un excedente de residuos orgánicos que demandaría una planificación regional.*

ABSTRACT. *Sustainable agricultural practices are needed to minimize nitrate leaching in vulnerable zones. The crop simulation model STICS was validated for vineyards in La Rioja (Spain), and coupled to a geographic information systems to evaluate the effect of agricultural practices on nitrate pollution. Eight management scenarios combining two nitrate concentrations in irrigation water and four levels of organic manure application were simulated. Good agricultural practices to mitigate nitrate pollution identified were: i) use water from the Ebro river, not ground water, for irrigation, ii) limit application of organic manure to the equivalent of 60 kg N* ha^{-1} *every two years unless management is done on the basis of soil type; iii) increase application of organic manure up to the equivalent of 170 kg N* ha^{-1} *if conducted based on soil type. These practices would result in a local surplus of organic manures that would require planning at a regional scale.*

1. INTRODUCCIÓN

La legislación europea pide a los estados miembros designar como zonas vulnerables a la contaminación por nitratos (ZVN) la superficie de su territorio que afecta a cuerpos de agua que rebasen un límite establecido (50 mg NO_3^- L^{-1}; DOCE, 1991). La sostenibilidad de estas zonas depende de lograr encontrar prácticas de cultivo que mantengan la rentabilidad de los agricultores minimizando el impacto ambiental en los ríos y acuíferos. La contaminación difusa es difícil de evaluar a nivel de cuenca, debido principalmente a incertidumbres en el tiempo

de transferencia, variabilidad espacial y diversidad de las prácticas agrarias (Beaudoin et al., 2008). Los modelos de simulación de cultivo acoplados a sistemas de información geográfica pueden superar estas limitaciones y han sido utilizados en ocasiones para predecir el efecto de prácticas agrarias en el rendimiento y en el impacto en aguas subterráneas (Trabada-Crende y Vinten, 1998; 2004; Ledoux et al, 2007).

Son muchos los modelos que simulan la lixiviación de nitratos en la zona saturada (Follet et al., 1991; Wu y McGechan, 1998). En muchos casos estos modelos se centran en la simulación del agua y el N en el suelo, prestando poca atención a la planta. El cultivo es considerado como un sumidero de N, siendo su absorción estimada a partir de coeficientes o de rendimientos medios. Los modelos que simulan la evolución temporal del desarrollo y crecimiento de los cultivos pueden mejorar las estimaciones de N absorbido por la planta y así del N que potencialmente puede lixiviarse (Brisson et al., 2003).

El Valle del Ebro es un área con abundantes zonas de regadío y un problema importante de contaminación de aguas subterráneas (MMA, 2004). Las Comunidades Autónomas afectadas han declarado varias ZVN, entre las que se encuentra una parte del valle que alimenta el acuífero cuaternario de Aldeanueva (La Rioja). El objetivo de este trabajo era identificar buenas prácticas agrarias (BPA) que pudiesen mitigar la contaminación por nitratos en esta ZVN, cuantificando el efecto en la producción y en el nitrato lixiviado por debajo de la zona radicular en viñedos en regadío. Para evaluar distintas prácticas agrarias en los diferentes suelos de la ZVN se realizó la evaluación acoplando un modelo de cultivo y un sistema de información geográfica. El modelo seleccionado fue STICS (Brisson et al., 2003) porque dispone de subrutinas que específicamente simulan el crecimiento y desarrollo del viñedo, así como los principales componentes del balance de agua y N.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio y datos de campo

El trabajo se centró en la ZVN (ca. 850 ha) de Aldeanueva (La Rioja). Situada sobre un acuífero colgado asociado a un glacis y conectado al gran acuífero aluvial del Ebro. Según el estudio de la Confederación Hidrográfica (Zeta Amaltea, 2005) el acuífero colgado transfiere al aluvial un total de 0.627 hm^3 de agua al año, con una concentración media de 31.7 mg $N\text{-}NO_3^-$ L^{-1}, lo que equivale a 20.32 Mg $N\text{-}NO_3^-$.

Desde los años 90 el viñedo en riego por goteo ha ido remplazando a los cultivos hortícolas y en la actualidad ocupa el 95% de la ZVN (MAPA, 2001). Además, se han ido implantando BPA como la sustitución del uso tradicional de agua de pozo para riego por agua de bajo contenido en nitratos traída desde el río (6 mg $N\text{-}NO_3^-$ L^{-1}). La variedad más ampliamente cultivada es Tempranillo y las prácticas incluyen cultivo en espaldera y orientación N-S. El riego está limitado por la normativa de calidad y no excede los 150 mm anuales. La producción de residuos orgánicos en la ZVN se ha estimado a partir del registro de granjas de animales y equivale a 51.7 Mg ha^{-1}. La aplicación realizada actualmente por los agricultores es de 10 Mg ha^{-1} cada dos años, exportando cerca del 90% fuera de la ZVN.

Se definieron ocho familias de suelo basadas en un mapa a de la ZVN a escala 1:20000 (Fig. 1). Todos los suelos están clasificados como Aridisoles y pertenecen a los subgrupos Haplocambids, Calciargids y Haplocalcids, (Soil Survey Staff, 1998). Representan 5.1, 5.8 y 84.4 % del área, respectivamente. Son suelos bastante porosos y bien estructurados, pero sus diferencias texturales y presencia de elementos gruesos afectan a su nivel de drenaje. Los datos meteorológicos fueron tomados de una estación localizada dentro de la ZVN. Para los años 2005 a 2007, la precipitación fue de 423, 424, y 486 mm, la evapotranspiración de referencia de 866, 825 y 796 mm y la temperature media de 13.8, 14.8 and 14 ºC.

Se establecieron cinco parcelas piloto en la ZVN (Fig. 1, Tabla 1) para obtener datos en el perfil del suelo de nitrógeno mineral (SMN) y contenido de agua (SWC), y en la planta de nitrógeno absorbido por el cultivo (NCU), biomasa y rendimiento. En cada parcela se realizaron 3 puntos de medida durante 3 años. Cada medida de planta era la media de 5 plantas en envero y 10 en cosecha. Las medidas de SMN y SWC se tomaron en muestras de suelo de intervalos de 0.2 m hasta la profundidad máxima del suelo en distintos momentos del año, siendo más numerosas durante la época de crecimiento del viñedo. SWC fue determinado por gravimetría y SMN se analizó en extractos de las muestras realizados con 1 M KCl.

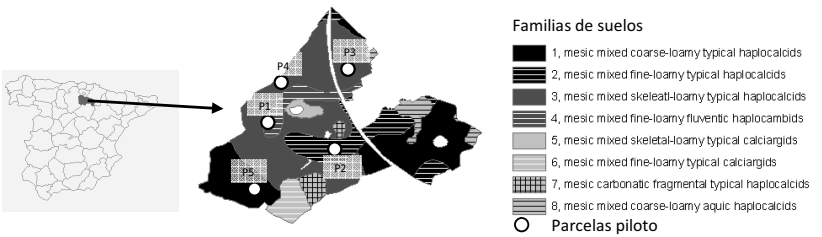


Figura 1. Localización de la zona vulnerable a la contaminación por nitratos (ZVN) de Aldeanueva (La Rioja) y mapa de suelos a nivel de familia con la situación de las parcelas piloto.

Tabla 1. Principales características de las parcelas piloto establecidas en la ZVN.

	P1	P2	P3	P4	P5
Año de plantación	1989	2002	1995	1997	1979
Profundidad de suelo (cm)	100	100	60	60	100
Marco de plantación (m x m)	2.8x1.2	2.6x1	2.8x1.2	2.8x1.2	2.25x1.2
Residuos orgánicos aplicados (Mg ha^{-1})					
2007	0	24	15	0	0
Fertilizantes minerales aplicados (kg N ha^{-1})					
2005	0	24	--	--	--
2006	0	38.4	22.8	21.6	0
2007	25.5	21	21	22.8	21
Agua de riego aplicada(mm)					
2005	72	136	--	--	--
2006	83	50	53	61	40
2007	92	46	60	47	24

2.2. Modelación

En primer lugar se realizó una validación del modelo STICS, que previamente había sido calibrado para la variedad Tempranillo en La Rioja (Ruiz-Ramos et al., 2009), centrándose en las variables más relevantes para este estudio: SMN, SWC y NCU. Esta validación se llevo a cabo utilizando los datos de las parcelas piloto y de la estación meteorológica. El fichero técnico se construyó a partir de las prácticas observadas en cada parcela (Tabla 1).

En segundo lugar se realizaron los experimentos de simulación aplicando el modelo ya validado a la ZVN. Los ficheros de suelo se construyeron a partir de las características edafológicas a nivel de familia y los ficheros climáticos se obtuvieron con el generador ClimGen (Stöckle et al., 2001), calculando series de 20 años estadísticamente representativas.

Se definieron ocho escenarios de manejo en base a dos criterios: 1) cuatro niveles de aplicación de residuos orgánicos: Sin aplicación (R0), una aplicación de 10 Mg ha^{-1} equivalente a 60 kg N ha^{-1} cada dos años (R1, similar a la práctica actual), una aplicación de 28.3 Mg ha^{-1} equivalente a 170 kg N ha^{-1} (RN, se corresponde con el máximo permitido en la directiva europea), y 51.7 Mg ha^{-1} equivalente a 331 kg N ha^{-1} (RZ, aplicación de todos los residuos generados en la ZVN); y 2) dos niveles de nitratos en el agua de riego: 6 mg N-NO_3^- L^{-1} para agua proveniente del río Ebro (E) y 32.7 mg N L^{-1} cuando el agua se bombea desde el acuífero (P). La combinación de distintos niveles de residuos orgánicos y nitratos en agua de riego da lugar a los ocho escenarios de simulación: R0E, R0P, R1E, R1P, RNE, RNP, RZE y RZP. El régimen de riego considerado fue común, una dosis de 150 mm año^{-1} distribuida en 5 aplicaciones antes de envero.

Se llevaron a cabo simulaciones previas y se observó que después de 20 años las variables de salida alcanzaban tendencias estables. Por lo tanto, todas las simulaciones se realizaron para 20 años y los resultados al final de este período (período final) fueron comparados con los del inicio de este período (período inicial).Entre las variables simuladas, se seleccionaron rendimiento y biomasa acumulada para analizar los resultados del cultivo y SMN, NCU, drenaje y nitrato lixiviado para analizar los resultados de agua y N. El nitrato total lixiviado en la ZVN para cada escenario fue calculado como el producto del nitrato lixiviado por ha para cada familia de suelo por la superficie ocupada por esa familia.

Para evaluar el error cometido en la validación y aplicación de STICS se siguió la metodología propuesta por Whitmore (1991) y por Nash y Sutcliffe (1970). Los criterios estadísticos considerados para comparar entre valores observados y simulados incluyeron el error medio absoluto (MAE), el error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de eficiencia (E).

3. RESULTADOS

3.1. Validación del modelo

El modelo STICS fue capaz de reproducir SWC y SMN medidos en las parcelas piloto en distintos momentos a lo largo del año (Figura 2). El RMSE al simular SWC fue de 18.9 mm, siendo la media observada (112.3 mm) muy próxima a la simulada (109.3 mm). El RMSE al simular SMN fue de 44.2 kg N ha^{-1}, siendo la media observada 101.7 kg N ha^{-1} y la simulada 127.3 kg N ha^{-1}.

La media simulada de CNU fue de 42 kg N ha^{-1} y la observada de 47.9 kg N ha^{-1}, siendo el RMSE 11.4 kg N ha^{-1}. El modelo simuló correctamente los valores medios, aunque subestimó parte de los datos.

La simulación de SMN mostró el valor más alto de E y por lo tanto el de mejor acuerdo entre valores simulados y observados. Sólo para CNU la media observada fue mejor estimador que el modelo, ya que se obtuvo un valor negativo de E; sin embargo, este valor fue ligeramente inferior a 0 lo que indica que la diferencia en su capacidad de predicción fue pequeña. Los valores de RMSE y MAE fueron del mismo orden, lo que implica que los puntos fuera de rango fueron de escasa importancia. Estos resultados permiten considerar validado el modelo para los balances de agua y nitrógeno.

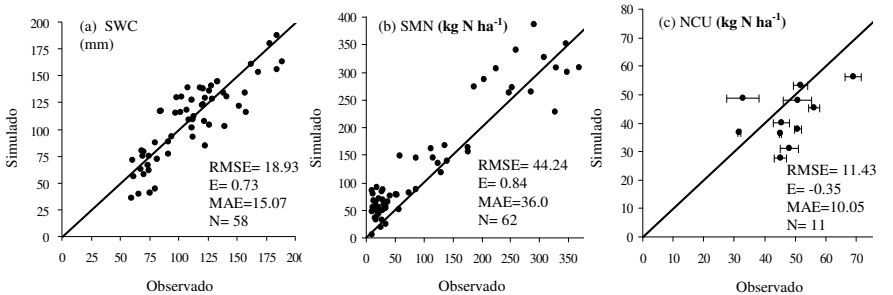


Figura 2. Comparación de valores observados y simulados en las parcelas piloto para: (a) contenido de agua en el suelo (SWC, mm); (b) contenido de nitrógeno mineral en el suelo (SMN, kg N ha^{-1}) y (c) nitrógeno absorbido por la planta (NCU, kg N ha^{-1}). Se representan las líneas 1:1 y los valores observados (símbolos con o sin desviación estándar).

3.2. Aplicación a la ZVN

Los resultados relacionados con el rendimiento y biomasa del cultivo variaron menos del 10% entre los periodos inicial y final de simulación. Esta variación fue especialmente pequeña para el CNU (6%), cuya variación en función del tipo de suelo dentro de cada tratamiento estuvo entre 40-62 kg N ha^{-1}.

En cuanto a los resultados relacionados con los balances de agua y nitrógeno, el drenaje fue similar para todas las simulaciones. El modelo sí reprodujo diferencias en función del tipo de suelo, mostrando el 80% de la ZVN valores de drenaje de entre 25 a 75 mm. Los suelos 2, 3, y 4 con alto contenido en arcilla experimentaron el menor drenaje mientras que el mayor (*ca*. 115 mm) lo mostraron el suelo 7 con bajo contenido en arcilla y alta fracción gruesa y el suelo 5 de poca profundidad. Los suelos 1, 6 y 9

presentaron respuestas intermedias entre estos extremos debido a sus también intermedias propiedades.

Se consideraron dos criterios para agrupar los escenarios según su nivel de aplicación de residuos: escenarios de bajo nivel de nitrógeno orgánico (LON), los R0 y R1, y escenarios de elevado nivel de nitrógeno orgánico (HON), RN y RZ. El otro criterio fue el origen del agua de riego (escenarios P y E).

Para los escenarios LON, el SMN varió entre los 150-500 kg N ha^{-1} en el período inicial de simulación, y entre 0-250 kg N ha^{-1} en el periodo final. Por tanto, la tendencia dominante fue descendente, con variaciones de hasta -75% del SMN (Fig. 3, a, b, e y f), salvo para los suelos 2 y 4.

Para los escenarios HON los resultados fueron similares a los LON salvo en los suelos 2, 3 y 4. El SMN para el suelo 3 fue siempre mayor que 200 kg N ha^{-1}, y que 500 kg N ha^{-1} para los suelos 2 y 4. El SMN disminuyó para los tratamientos RN (Fig. 3 c y g) más moderadamente que para los LON, mientras que en los tratamientos RZ (Fig. 3 d y h) mostró tendencia a incrementarse.

Los resultados fueron muy diferentes para los escenarios P y E en ambos periodos de simulación, especialmente por el incremento del SMN de los tratamientos LON (Fig. 3 a, b, e, f). El SMN fue similar dentro de los escenarios P, y siempre más del doble del SMN de los escenarios E.

Los suelos 5 y 7 sufrieron un descenso del SMN en todos los tratamientos, así como el suelo 1 con la excepción de RZP (Fig. 3, d). Todos ellos son suelos con bajo contenido en arcilla, el suelo 7 tiene alta fracción gruesa y el suelo 5 es muy poco profundo.

El lavado de nitratos en los tratamientos LON fue de entre 0-50 kg N ha^{-1} al inicio de la simulación, llegando a 75 kg N ha^{-1} en el período final. Esto produjo un incremento moderado del lavado para los tratamientos P y un descenso para los E (Fig. 4). Sólo en los suelos 2 y 4 aumentó siempre el lavado. Las mayores diferencias entre los escenarios LON y HON las mostraron estos suelos junto con el 3. Los tratamientos RZP mostraron el mayor lavado de nitratos (125 kg N ha^{-1}). Sin embargo, los tratamientos R1E y RNE son de especial interés porque representan los límites inferior y superior del manejo probable en la ZVN. Para ellos, el lavado alcanzó los 75 kg N ha^{-1} en el periodo final de simulación. Dentro de los tratamientos HON; los escenarios P sufrieron un incremento del lavado (Fig. 4 c y d), mientras que sólo el 50% de la ZVN experimentó un aumento en los tratamientos E (suelos 2, 3 y 4, Fig. 4 g y h).

Los valores más altos de lavado de nitratos correspondieron al suelo 3 (hasta 100 kg N ha^{-1} para los tratamientos E-HON y hasta 125 kg N ha^{-1} para los P-HON). Los suelos 2 y 4, de pequeña extensión, presentaron los mayores incrementos de lavado y SMN para todos los tratamientos (Fig. 4). Los suelos 1, 5, 6, y 7, de bajo contenido en arcilla, presentaron valores bajos de lavado. El suelo superficial 5 mostró en todos los casos un descenso en el lavado de nitratos, al igual que ocurrió con el SMN.

En resumen, a menor aplicación de residuos en un tratamiento, más diferencias en los cambios en el lavado de nitratos se observaron entre las prácticas P y E (Fig. 4). Todos los tratamientos P mostraron un incremento de lavado, mientras que para los E los suelos respondieron de forma diferente a la aplicación de residuos orgánicos. El cálculo del lavado de nitratos total anual en toda la ZVN por tratamiento confirmó estos resultados: sólo los tratamientos R0E y R1E aportaron menos del umbral anual de 20.32 Mg de N vertidas al río desde el acuífero (Zeta Amaltea, 2005), posibilitando la recuperación de la calidad del agua subterránea. La aportación del RNE fue algo superior al umbral, mientras que el resto de los tratamientos lo superaron ampliamente (Tabla 2).

4. DISCUSIÓN

Las simulaciones de las parcelas piloto mostraron sobreestimaciones del SMN para valores menores de 100 kg N ha^{-1}. Estos valores se registraron al final del ciclo de cultivo e iban asociados a bajos valores de lavado por lo que su importancia en el lavado total de la ZVN fue pequeña. Las medidas de CNU fueron tomadas también al final del ciclo del cultivo, y su ligera subestimación probablemente guarda relación con la sobrestimación del SMN indicada.

Los valores simulados de CNU estuvieron dentro de los rangos descritos previamente (20-70 kg N ha^{-1}, Champagnol 1984). Las variables relacionadas con la planta incluyendo CNU no fueron muy sensibles a los tratamientos. Por tanto, el interés de usar un modelo de cultivo bien calibrado reside en la simulación de la absorción de N a lo largo del ciclo de desarrollo de cultivo y su interacción con el SMN. Tanto CNU

como el SMN influyen decisivamente en el lavado potencial de N (Follet et al., 1991).

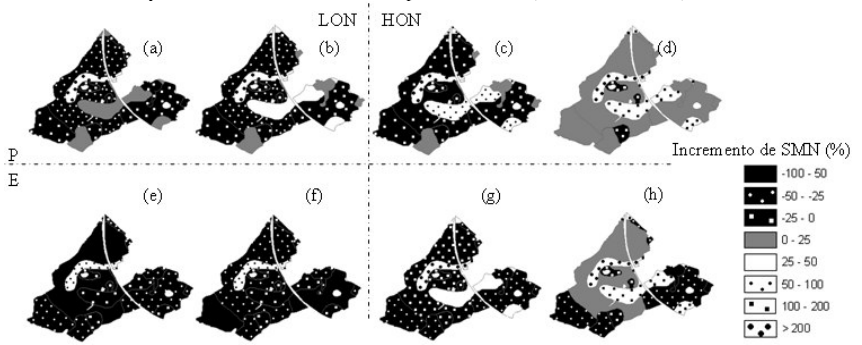


Figura 3. Variación del contenido de nitrógeno mineral en el suelo (SMN) entre los periodos final e inicial para R0P (a), R1P (b) RNP (c), RZP (d), R0E (e), R1E (f), RNE (g) y RZE (h). La línea vertical separa los tratamientos LON de los HON, y la horizontal los P de los E.

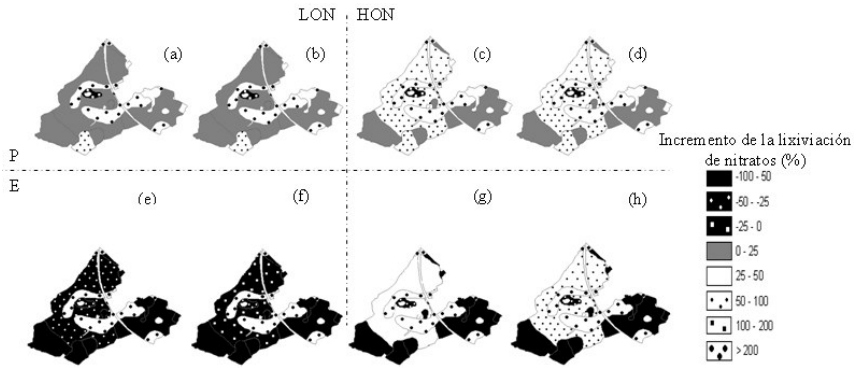


Figura 4. Variación de la lixiviación de nitratos entre los periodos final e inicial para R0P (a), R1P (b) RNP (c), RZP (d), R0E (e), R1E (f), RNE (g) y RZE (h). La línea vertical separa los tratamientos LON de los HON, y la horizontal los P de los E.

Los valores de drenaje simulado fueron bajos, ya que la evapotranspiración excede ampliamente la precipitación en la ZVN y el riego está limitado. Los altos valores simulados de SMN muestran la severidad del problema y concuerdan con otros estudios en el Valle del Ebro: Vázquez et al. (2005) informaron de *ca*. 450 kg N ha^{-1} en un suelo franco de 1 m de profundidad. Estos resultados son consistentes con los de las parcelas piloto, de manejo similar a los LON. Todos los puntos con SMN entre 100 y 400 kg N ha^{-1} en la Fig. 2b correspondieron a las parcelas P1 y P2 (suelos 2 y 4). El SMN de las P3 y P4 (suelo 3) y P5 (suelo 1) fueron menores de 100 kg N ha^{-1}. Los suelos 2 y 4 con bajo drenaje y alta capacidad de intercambio tenían un alto potencial de lavado (Follet et al., 1991). El suelo 3, ocupando el 38% de la ZVN, presentó una respuesta intermedia en el SMN según los tratamientos. La diferente respuesta del SMN de los suelos en los tratamientos P y E se debió a las altas pérdidas de volatilización amoniacal simuladas por STICS en los suelos con bajo contenido en arcilla. El efecto de la textura en la volatilización del amonio está ampliamente documentado, y se han observado altas volatilizaciones en

suelos arenosos con baja capacidad de intercambio (Meisinger y Randall, 1991).

Considerando que el manejo actual de la ZVN es similar al R1E, las simulaciones a largo plazo muestran que la contaminación debe ser consecuencia de malas prácticas agrícolas de décadas anteriores, y no de las actuales. El suelo 3 merece una atención especial por su extensión y sensibilidad al manejo: en los tratamientos HON mostró el lavado de nitratos mayor, por su singular combinación de alto contenido en arcilla, fracción gruesa que aumenta en profundidad y alto SMN simulado.

Tabla 2. Lavado de nitratos para el total de la ZVN simulado para cada tratamiento. Cuando no se especifica, los datos se refieren a un año.

Tratamiento		Aplicación en agua de riego (kg N ha^{-1})	Aplicación en residuos orgánicos (kg N ha^{-1})	Lavado de nitratos total simulado (Mg NO_3^--N)
LON	R0E	9	0	14.12
	R0P	49	0	36.29
	R1E	9	60*	16.2
	R1P	49	60*	38.45
HON	RNE	9	170	26.17
	RNP	49	170	48.99
	RZE	9	331	36.43
	RZP	49	331	60.21

*cada dos años

Los suelos 2 y 4 sufrieron un gran aumento de SMN. Su escaso drenaje se produjo con una alta concentración de N en el lixiviado. Estos resultados indican que las diferencias en el lavado de nitratos en los suelos de la ZVN vienen determinadas más por su capacidad para acumular N que por diferencias en su drenaje. Los valores simulados de lavado para los periodos iniciales concordaron con los obtenidos por Khakural and Robert (1993, 10-50 kg N ha^{-1} para suelos limosos finos, 50-140 kg N ha^{-1} para franco grueso arenosos), pero no para el periodo final, cuando el lavado dependía principalmente del SMN y no de la textura. Por tanto se confirma la conclusión de Wylie et al. (1994) de que el lavado potencial de nitratos no se puede especificar sólo con la textura. Estos resultados también son consistentes con los de Vázquez et al. (2005, 80-233 kg N ha^{-1} de lavado en suelos francos según el riego).

Resumiendo, la concentración de nitratos en el agua de riego fue un factor importante en la contaminación de la ZVN. Cuando se usó el agua del acuífero, el lavado y el SMN se elevaron rápidamente. Cuando se regó con agua del Ebro, los tratamientos R0E y R1E mostraron un descenso del N que posibilita la recuperación del agua y del suelo. El manejo de los residuos orgánicos determinó la contaminación en los escenarios con alta aplicación de residuos, mientras que la respuesta cuando la aplicación fue inferior a 10 Mg ha^{-1} cada dos años dependió principalmente de la concentración de nitratos en el agua de riego.

El manejo actual (R1E) reduce el problema de contaminación localmente, pero implica la exportación de la mayor parte de los residuos orgánicos generados en la ZVN. La aportación de todo el residuo (RZE) agravaría la contaminación y superaría el umbral legal. Las prácticas ajustadas a este umbral (RNE) reducirían el lavado y el SMN en la mitad de la ZVN, siempre que la aplicación de residuos se ajustase a cada tipo de suelo, prestando especial atención a los suelos 2, 3 y 4. Aún así, este manejo implicaría la exportación de *ca*. 50% de los residuos generados.

De acuerdo a estos resultados, las BPA propuestas fueron: i) usar solo agua del Ebro para el riego, ii) limitar la aplicación de abono orgánico a 60 kg N ha^{-1} cada dos años para aplicaciones no selectivas, iii) incrementar a 170 kg N ha^{-1} con aplicación selectiva de abono en función del tipo de suelo: las aplicaciones en los suelos 2, 3, y 4 deberán limitarse a 60 kg N ha^{-1} cada dos años. Estas recomendaciones son factibles y de bajo coste, pues no se alejan del manejo actual y algunas afectan a solo la mitad de la ZVN. Sin embargo, aún producirían un excedente de residuos orgánicos en la ZVN siendo necesario que se integrasen dentro de un plan regional sostenible. Algunas opciones posibles serían: i) reducir la producción de residuos orgánicos en la ZVN, ii) proceder al compostaje antes de la aplicación en la ZVN y iii) exportar el excedente como actualmente. La última opción debe estudiarse para asegurar que sólo los

residuos y no el problema de contaminación sean exportados.

5. CONCLUSIONES

El modelo STICS-viña se utilizó para simular la variedad "Tempranillo". El modelo conectado a un sistema de información geográfica demostró ser una herramienta valiosa para la evaluación de la vulnerabilidad del suelo y para la identificación de BPA que ayuden mitigar la contaminación, ya que integra aspectos del cultivo con la evolución a largo plazo de los balances de agua y N.

La concentración de nitratos en el agua de riego jugó un papel decisivo en la contaminación de la ZVN. Cuando se usó el agua de acuífero para el riego, la contaminación aumentó rápidamente. Por el contrario, el uso de agua del Ebro ofrece oportunidades de recuperación si se limita la aplicación de residuos orgánicos ajustándola a las recomendaciones propuestas.

Las simulaciones a largo plazo mostraron que la contaminación es un problema del mal manejo durante décadas anteriores y no consecuencia de las prácticas actuales. Estas prácticas, así como las BPA propuestas producirían un excedente de residuos orgánicos en la ZVN, por lo que sería necesario que se integrasen dentro de un plan regional sostenible de manejo de residuos.

REFERENCIAS

Beaudoin, N., Launay, M., Sauboua, E., Ponsardin, G. and Mary, B., 2008. Evaluation of the soil crop model STICS over 8 years against the "on farm"database of Bruyères catchment. Europ. J. Agronomy 29, 46–57.

Brisson, N., Gary, C., Justes, E., Roche, R., Mary, B., Ripoche, D., Zimmer, D., Sierra, J., Bertuzzi, P., Burger, P., Bussière, P., Cabidoche, Y.M., Cellier, P., Debaeke, P., Gaudillère, J.P., Hénault, C., Maraux, F., Seguin, B., Sinoquet, H., 2003. An overview of the crop model STICS. Europ. J. Agronomy 18, 309-332.

Champagnol, F., 1984. Eléments de physiologie de la vigne et de viticulture générale. Saint-Gely-du-Fesc, France. pp. 351.

DOCE, 1991. Directiva 91/676/CE relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura. Diario Oficial de las Comunidades Europeas num L 375, 12/12/1991.

Follet, R.F., Keeney, D.R., Cruse, R.M., 1991. Managing nitrogen for groundwater quality and farm profitability. Soil Science Society of America. Madison, WI, USA. pp. 357.

Khakural, B.R., Robert, P.C., 1993. Soil nitrate leaching potential indices: using a simulation model as a screening system. J Environ. Qual. 22, 839-845.

Ledoux, E., Gomez, E., Monget, J.M., Viavattene, C., Viennot, P., Ducharne, A., Benoit, M., Mignolet, C., Schott, C., Mary, B., 2007. Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS-MODCOU modelling chain. Sci. Tot. Env. 375, 33-47.

MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), 2001. Yearbook of Agricultural Statics [on-line]. Available at http://www.mapa.es/es/estadistica/ infoestand.htlm (verified April, 2009).

Meisinger, J.J., Randall, G.W., 1991. Estimating nitrogen budgets for soil crop systems. In: Managing nitrogen for groundwater quality and farm profitability, 84-124. SSSA, Madison, WI, USA. pp. 357.

MMA (Ministerio de Medio Ambiente), 2004. Las aguas continentales en la Unión Europea. Centro de publicaciones de la Secretaría General Técnica del Ministerio del Medio Ambiente, Madrid, Spain. pp. 390.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I -A discussion of principles. J. Hydr. 10, 282-290.

Ruiz-Ramos, M., Gabriel, J.L., Vázquez, N., Quemada, M., (submitted). Calibration and validation of STICS-vigne for the variety Tempranillo in the region of Rioja (Spain). The 16th Nitrogen Workshop 2009: Connecting different scales of nitrogen use in agriculture, June 28th-July 1st, Turin, Italy.

Soil Survey Staff, 1998. Keys to Soil Taxonomy, 8th edition. USDA Natural Resource Conservation Service, U.S. Government Printing Office, Washington DC, USA. pp. 644.

Stöckle, C.O., Nelson, R.L., Donatelli, M., Castellvì, F., 2001. ClimGen: a flexible weather generation program. 2nd Int. Symp. Modelling Cropping Systems, 16-18 July, Florence, Italy, 229-230.

Trabada-Crende, F., Vinten, J.A., 1998. Assessing the effects of land management and catchment hydrology on well water quality in a designated nitrate vulnerable zone. Agricultural Systems 57 (4), 523-540.

Whitmore, A.P., 1991. A method for assessing the goodness of computer simulation of soil processes. J. Soil Sci. 42,289-299.

Wu, L., McGechan, M.B., 1998. Simulation of biomass, carbón and nitrogen accumulation in grass to link with a soil nitrogen dynamics model. Grass and Forage Science 53 (3), 233-249.

Wylie, B.K., Shaffer, M.J., Brodahl, M.K., Bubois, D., Wagner, D.G., 1994. Predicting spatial distributions of nitrate leaching in northeastern Colorado. Journal of Soil and Water Conservation 49 (3), 288-293.

Zeta Amaltea, 2005. Estudio de Afección de los nitratos procedentes de la agricultura a los acuíferos de La Rioja y delimitación de zonas vulnerables. Technical report for the Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza, Spain. pp. 50.

Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol IX, O. Silva et al.
Barcelona, 18 a 20 de Noviembre, 2009

EL PAPEL DE LA ZONA NO SATURADA EN LA CONTAMINACIÓN POR NITRATOS EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE OSONA (NE ESPAÑA)

Clara Torrentó[1]*, Neus Otero[2], Anna Menció[3], Albert Soler[2] y Josep Mas-Pla[3]

1: Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua IDEA-CSIC. C/ Jordi Girona, 18-26, 08034 Barcelona.
e-mail: clara.torrento@idaea.csic.es

2: Grup de Mineralogia Aplicada i Medi Ambient. Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Fac. de Geologia, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona.

3: Centre de Geologia i Cartografia Ambientals (GEOCAMB) y Àrea de Geodinámica, Dept. De Ciències Ambientals, Universitat de Girona, Campus de Montilivi, 17071 Girona.

Palabras clave: contaminación por nitrato, Zona no Saturada, estudio multi-isotópico, desnitrificación

RESUMEN. *La comarca de Osona es una de las Zonas Vulnerables a la Contaminación por Nitratos de fuentes agrarias en Cataluña (ZVCN). El uso de isótopos estables de la molécula de nitrato ha puesto de manifiesto que en la zona de Osona los residuos ganaderos son el principal origen del nitrato en el agua subterránea. En esta zona, los purines se aplican directamente al campo como fertilizantes. En la zona no saturada (ZNS) el amonio nitrifica a nitrato. El incremento de la concentración de nitrato después de los períodos lluvia pone de manifiesto que si la cantidad de nitratos supera la necesidad del cultivo o la nitrificación tiene lugar fuera del alcance de las raíces, los nitratos se lixivian en profundidad, arrastrados por el agua de lluvia o de riego, contaminando el agua subterránea. La evolución temporal de concentración y composición isotópica permite detectar zonas donde predomina la entrada de nitrato, y zonas donde predominan los procesos de desnitrificación.*

ABSTRACT. *The Osona region is one of the areas declared as vulnerable to nitrate pollution from agricultural sources in Catalonia. The study of nitrate molecule stable isotopes in groundwater of the Osona area reveals that the main sources of nitrate are livestock residues. In this area, manure is directly applied to the fields as fertilizer. The increase of nitrate concentration after rainy periods points out that if the amount of nitrate exceeds crop's necessity, or if the nitrification takes place below the roots zone, nitrification of ammonium to nitrate takes place in the unsaturated zone and nitrate percolates through rainfall or irrigation water infiltration, causing groundwater contamination. Temporal trends in nitrate concentration and isotopic composition allows to identify those areas where the input of nitrate form the unsaturated zone predominated, and those areas where denitrification processes predominate.*

1. INTRODUCCIÓN

La contaminación de los acuíferos por nitratos es un problema medioambiental de gran importancia. En muchos de los acuíferos de Europa se llega a sobrepasar el contenido en nitratos umbral para agua potable de 50 mg/l (Directiva 98/83/EC). La presencia de nitratos puede llegar a ser un problema médico si se sobrepasan ciertos límites y si el agua es destinada a consumo humano, ya que la ingestión de altas cantidades de nitrato puede provocar meta-hemoglobinemia en niños y bebés (Comly, 1945; Magee y Barnes, 1956) y, según algunos autores, los compuestos nitrogenados pueden ser incluso cancerígenos (Volkmer et al., 2005; Ward et al., 2005). La contaminación por nitrato del agua subterránea normalmente está relacionada con el uso de fertilizantes sintéticos u orgánicos o con la existencia de pérdidas en los sistemas sépticos.

En Cataluña, siguiendo las directrices de la Directiva 91/676/EEC, nueve zonas fueron declaradas en 1998 Zonas Vulnerables a la Contaminación por Nitratos de fuentes agrarias (ZVCN). Una de esas zonas es la

comarca de Osona, zona con una intensa actividad ganadera, que produce grandes cantidades de residuos orgánicos, principalmente purines. Una pequeña parte de estos purines es procesada en plantas de tratamiento, pero la mayor parte es aplicada al campo como fertilizante. Una vez que los purines se aplican al campo, debido a su carácter líquido al estar constituidos por más de un 94% de agua, fácilmente se infiltran a la zona no saturada (ZNS). En esta, el amonio contenido en el purín se transforma en nitrato mediante la acción de bacterias aerobias del suelo (nitrificación). En el caso de que la nitrificación tenga lugar en la parte superior de la ZNS, estos nitratos son asimilados por las plantas, pero, si la cantidad de nitratos aplicada supera la necesidad del cultivo o si la nitrificación tiene lugar fuera del alcance de las raíces, los nitratos se lixivian en profundidad arrastrados por el agua de lluvia o de riego, llegando a las aguas subterráneas, con la consecuente pérdida de calidad de las mismas. Uno de los principales procesos de atenuación natural del nitrato es la desnitrificación, que, si se dan ciertas condiciones, tendrá lugar en la zona saturada. La desnitrificación es la reducción anaeróbica de nitrato a nitrógeno gas y otros gases de N, mediada por ciertas bacterias y que puede ser debida a la oxidación de compuestos orgánicos (desnitrificación heterotrófa) o inorgánicos (desnitrificación autotrófa). Este proceso es un mecanismo alternativo de respiración por el que, en condiciones limitadas de oxígeno, el nitrato (NO_3^-) se reduce de forma secuencial a nitrito (NO_2^-), óxido nítrico (NO), óxido nitroso (N_2O) y dinitrógeno molecular (N_2), que se libera de nuevo a la atmósfera a través de la ZNS. El NO y el N_2O son gases invernadero, por lo que su formación durante la desnitrificación supone una fuente de contaminación atmosférica.

Para poder evaluar y predecir el estado de los recursos hidrogeológicos, es imprescindible identificar el origen del nitrato y entender los procesos que controlan la cantidad de nitrato en el agua subterránea. El uso de isótopos estables de la molécula de nitrato es una herramienta muy útil para identificar el origen del nitrato, así como para determinar la existencia de los procesos de desnitrificación (Kendall et al., 2007).

El objetivo de este trabajo es confirmar que el origen de la contaminación por nitrato del agua subterránea de Osona está relacionado con el uso de residuos orgánicos como fertilizantes, evaluar el papel de la ZNS en la contaminación del agua subterránea, evidenciar la existencia de procesos de desnitrificación y estudiar su variabilidad temporal. Para ello, se ha caracterizado química e isotópicamente ($\delta^{15}N_{NO3}$, $\delta^{18}O_{NO3}$, $\delta^{18}O_{H2O}$) el agua subterránea de la zona de estudio.

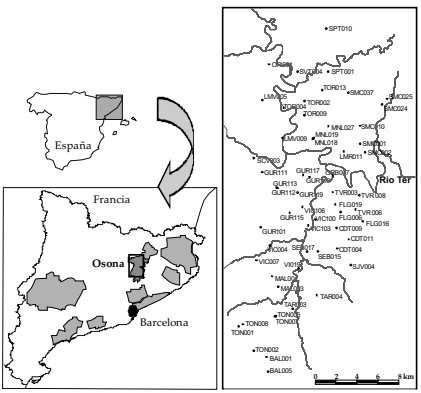


Figura 1. Mapa de las zonas vulnerables a la contaminación por nitratos de fuentes agrarias en Cataluña y situación del área de estudio.

2. ZONA DE ESTUDIO

La comarca de Osona (NE España) está situada al N de Barcelona, entre el Montseny y los Pirineos. Es una zona de clima sub-mediterráneo con temperaturas anuales medias de 13ºC y evapotranspiración potencial normalmente superior a la precipitación media. Hidrogeológicamente, la zona estudiada está constituida por una serie de acuíferos localizados en capas de carbonatos y areniscas carbonatadas y confinados por capas de margas. Los distintos niveles acuíferos terciarios están conectados por una importante red de fracturación. Menció et al. (2009) identifican dos sistemas de flujo, uno superficial, correspondiente a los acuíferos libres, que reciben las aplicaciones de purines; y otro profundo, semiconfinado, menos vulnerable a la infiltración de nitrato. Sin embargo, debido a las captaciones, se produce una infiltración vertical forzada de agua desde los acuíferos superiores con un alto contenido en nitrato. La Figura 1 muestra la zona de estudio, junto con las nueve Zonas Vulnerables a la Contaminación por Nitratos de fuentes agrarias (ZVCN) de Cataluña.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Origen del nitrato

Las principales fuentes potenciales de nitrato en el área de estudio son los fertilizantes sintéticos, la nitrificación del amonio contenido en purines o en fertilizantes amoniacales y la mineralización del nitrato del suelo. Para poder usar los isótopos como trazadores del origen del nitrato es imprescindible caracterizar isotópicamente las posibles fuentes de contaminación. Vitòria et al (2004a) determinó la composición isotópica de los fertilizantes más usados en el área de estudio ($\delta^{15}N_{NO3}$ entre -8‰ y +7‰, con un valor medio de 0,0‰, y $\delta^{18}O_{NO3}$ alrededor de +22‰). Vitòria et al. (2004b) fijó el rango de valores de $\delta^{15}N$ del nitrato procedente de la nitrificación del amonio contenido en los purines esperables en la zona de estudio teniendo en cuenta el tiempo de almacenamiento del purín en balsas y suponiendo que durante la nitrificación el amonio se transforma a nitrato completamente ($\delta^{15}N_{NO3}$ entre +8‰ y +15‰). Los valores de $\delta^{18}O$ del nitrato procedente de la nitrificación del amonio contenido en el purín (entre +2,7‰ y +4‰) se han calculado según la ecuación de Anderson y Hooper (1983) y usando además el rango de $\delta^{18}O_{H2O}$ del área de estudio (entre -8,0‰ y -5,1‰, mediana de -6,7‰, *n*=149) y el valor de $\delta^{18}O$ del oxígeno del aire (+23,5‰; Horibe et al., 1973).

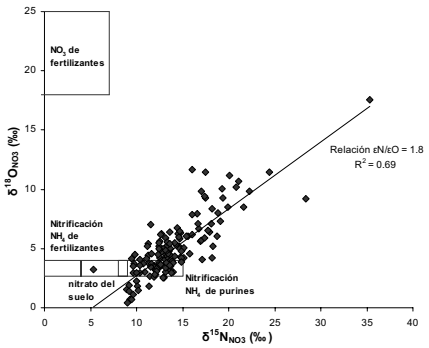


Figura 2. Diagrama $\delta^{15}N_{NO3}$ vs. $\delta^{18}O_{NO3}$ de las muestras estudiadas, junto con la composición isotópica de las posibles fuentes de nitrato (según Vitòria et al., 2004a, 2004b, 2008; Heaton et al., 1986; Mengis et al., 2001).

La figura 2 muestra la composición isotópica del nitrato ($\delta^{15}N$ y $\delta^{18}O_{NO3}$) de las muestras de la zona de estudio, junto con la composición isotópica de las principales fuentes de nitrato. El 40% de las muestras de agua subterránea de la zona de estudio analizadas muestran una composición isotópica que coincide con el rango de valores asignado al nitrato procedente de la nitrificación del amonio contenido en el purín. El resto de muestras, presentan valores de $\delta^{15}N$ y $\delta^{18}O_{NO3}$ más altos, lo que sugiere la existencia de procesos de desnitrificación a partir de nitrato del mismo origen.

3.2. Procesos de desnitrificación

La presencia de determinadas bacterias puede dar lugar a procesos de desnitrificación y, por tanto, a una remediación natural de la contaminación. Las reacciones de desnitrificación describen procesos de destilación Rayleigh (Ec. 1 y 2), donde ε es el factor de enriquecimiento isotópico, que depende de los materiales y las características del acuífero.

$$\delta^{15}N_{residual} = \delta^{15}N_{inicial} + \varepsilon N \ln ([NO_3^-]_{residual} / ([NO_3^-]_{inicial}) \quad (1)$$

$$\delta^{18}O_{residual} = \delta^{18}O_{inicial} + \varepsilon O \ln ([NO_3^-]_{residual} / ([NO_3^-]_{inicial}) \quad (2)$$

Según estas ecuaciones, a medida que disminuye la concentración de nitrato, el nitrato residual se enriquece en ^{15}N y ^{18}O. En la desnitrificación se ha observado que la relación de εN/εO varía entre 1,3 (Fukada et al., 2003) y 2,1 (Böttcher et al., 1990). Otros autores han encontrado valores intermedios entre estos dos extremos (Cey et al., 1999; Mengis et al., 1999; DeVito et al., 2000 y Lehman et al., 2003). En las muestras de Osona se observa correlación positiva (r^2= 0,69) entre $\delta^{15}N_{NO3}$ y $\delta^{18}O_{NO3}$ (Fig. 2), con una relación εN/εO de 1,8, que se encuentra dentro del rango de valores de la bibliografía para la desnitrificación.

3.3. Influencia de la ZNS en la contaminación por nitratos

La concentración de nitrato en el acuífero se encuentra condicionada por los factores meteorológicos acaecidos durante el período de muestreo, de febrero a diciembre de 2005. La precipitación acumulada desde enero a agosto fue inferior a 150 mm, continuando la sequía iniciada en septiembre de 2004. A finales de agosto de 2005 se inició un período lluvioso de tres meses con una precipitación media acumulada de 350 mm, aproximadamente. Este contexto meteorológico permitió observar el papel de la ZNS sobre la contaminación del sistema acuífero y la evolución de la concentración de nitrato bajo distintas condiciones de recarga.

A partir de un inventario de 246 pozos (todos ellos pertenecientes a explotaciones agrícolas o ganaderas), y en concreto de unos 80 que fueron muestreados mensualmente, se ha realizado un seguimiento de la concentración de compuestos de nitrógeno. Los valores de amonio y nitrito no presentan valores elevados (< 0.5 mg/L), exceptuando casos muy concretos; por lo que no constituyen un riesgo. El rango de nitrato más frecuente en todo el registro se sitúa entre 75 y 150 mg/L, habiéndose registrado captaciones con concentraciones continuas superiores a 200 mg/L (Fig. 3). Este seguimiento mensual muestra un aumento generalizado de la concentración de nitrato tras de las intensas precipitaciones de septiembre. La Figura 3 muestra la frecuencia acumulada de la concentración de nitrato durante los meses de sequía (mayo y julio) y con posterioridad a las precipitaciones (septiembre, noviembre y diciembre). De este modo, un 75-90% de los pozos muestreados presentaban un valor de nitrato inferior a 170 mg/L durante el primer semestre de 2005. Con posterioridad a las lluvias, y más concretamente en noviembre, sólo un 55% de los mismos pozos presentaban concentraciones inferiores a este valor, denotando un generalizado aumento de la concentración en casi la mitad de los puntos de muestreo como resultado del lavado del nitrato acumulado en la ZNS.

En términos generales, los pozos más superficiales (<30 m), ubicados en las formaciones cuaternarias o en los niveles terciarios más superficiales, presentan concentraciones elevadas de nitratos, sin variaciones significativas a lo largo del año estudiado. Los pozos con profundidades superiores a los 30 m, ubicados

habitualmente en niveles semiconfinados, presentan una mayor variabilidad de valores, encontrándose entre ellos algunas captaciones con valores muy elevados. En particular, determinados pozos profundos del sector oriental y central de la Plana de Vic han respondido a las precipitaciones de septiembre con un claro aumento de la concentración (Fig. 4).

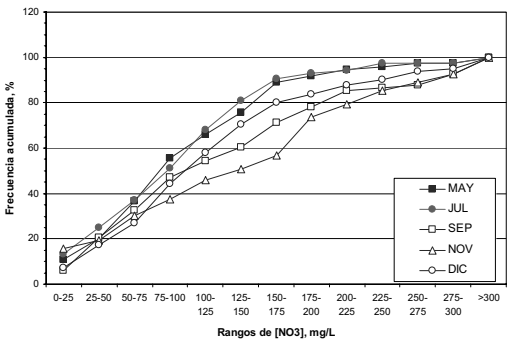


Figura 3. Frecuencia acumulada de la concentración de nitrato en los 80 pozos de muestreo.

En la Figura 4 se distingue la evolución de la concentración de nitrato en distintas captaciones seleccionadas en los municipios de Folgueroles, Gurb y Torelló. En ella se observan distintos comportamientos. Los pozos superficiales de Folgueroles y Torelló (columna izquierda) muestran concentraciones elevadas de nitrato, prácticamente constantes durante los meses de muestreo, presentando los valores mínimos en verano; si bien algunos pozos superficiales de la zona de Gurb (GUR 101) también responden a la recarga de las precipitaciones de agosto-septiembre. Por otro lado, los pozos profundos (columna derecha) muestran una tendencia a disminuir la concentración durante los seis primeros muestreos y un importante y rápido incremento a raíz del periodo lluvioso iniciado a finales de agosto de 2005. También se considera significativo que determinadas captaciones profundas (por ejemplo, TOR004, Fig. 4) mantengan una baja concentración de nitrato durante todo el año de estudio, mostrando el carácter localmente confinado de estos niveles respecto a los acuíferos superiores. Ambos comportamientos de los pozos profundos son característicos del conjunto de la Plana de Vic (Mas-Pla et al., 2006).

Las concentraciones elevadas y temporalmente uniformes de nitrato en los pozos superficiales son consecuencia directa de la aplicación continua del purín como fertilizante. Sin embargo, durante prolongados periodos de sequía la escasa infiltración da lugar a un descenso de las concentraciones de nitrato. En las observaciones en los pozos profundos, concretamente, los bajos valores de nitrato habituales (en algunos casos por debajo de 50 mg/L) y su respuesta a la recarga derivada de las precipitaciones acaecidas a partir de agosto, sugieren que estos niveles acuíferos no adquieren concentraciones de nitrato elevadas en las zonas de recarga, situadas en áreas alejadas, sino que éstas derivan principalmente de la infiltración vertical inducida por los bombeos a través de los niveles semiconfinantes. La naturaleza fracturada del terreno permite este comportamiento.

Las bajas concentraciones de nitrato anteriores a la recarga y un cierto descenso de las mismas desde febrero a agosto se atribuyen al hecho de que la sequía conllevó el agotamiento (parcial) de los niveles superiores. En este caso, los valores muestreados son representativos de la concentración en los niveles profundos. Con la recarga, las captaciones abiertas en toda la longitud del sondeo explotaron agua de todos los niveles, produciéndose una mezcla. Las elevadas concentraciones de los niveles superiores dan lugar a un aumento del

nitrato en el agua bombeada. Se concluye, por tanto, que los datos de nitrato son representativos del pozo, con su propia idiosincrasia, y no son extrapolables al nivel acuífero asignado a la profundidad máxima del cual se abastece.

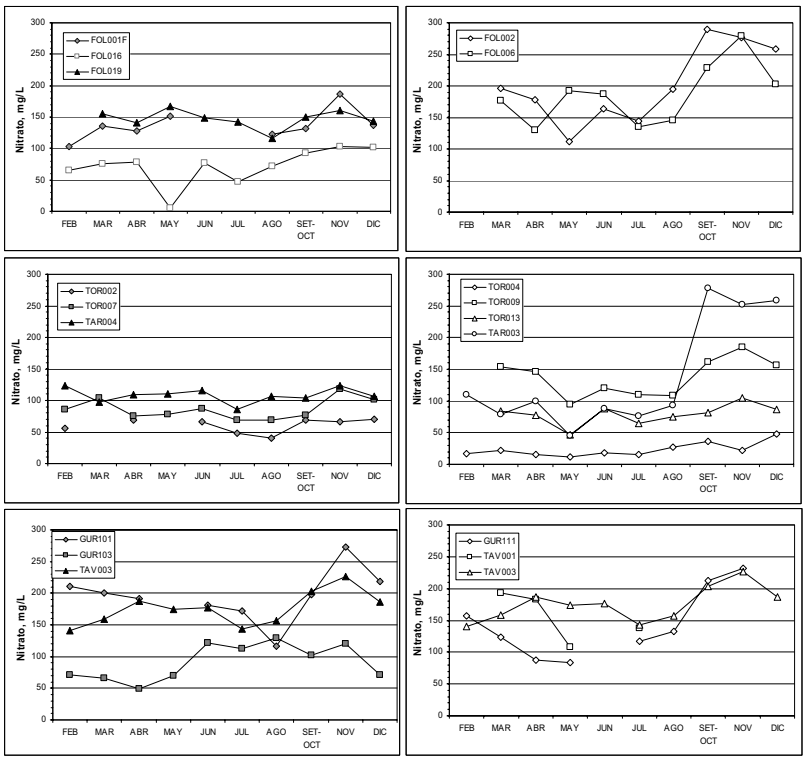


Figura 4. Evolución mensual de la concentración de nitrato en determinados pozos de la Plana de Vic. Los gráficos de la columna izquierda, con símbolos llenos, corresponde a pozos superficiales (< 30 m) y los de la columna derecha, con símbolos vacíos, a pozos profundos (> 30 m) agrupados en distintos sectores.

3.4. Evolución temporal

Para evaluar la evolución temporal de la contaminación y de los procesos de atenuación natural que tienen lugar en el agua subterránea de la zona de estudio se llevaron a cabo varias campañas de muestreo, analizando química e isotópicamente los mismos pozos a lo largo del tiempo. La composición química e isotópica del agua de cada pozo en un determinado momento es resultado del balance entre la entrada de nitrato a la zona saturada y los procesos de desnitrificación. Además, la composición química también se puede ver afectada por procesos de dilución. La entrada de nitrato por lixiviado del nitrato retenido en la

ZNS debería provocar disminución de $\delta^{15}N$ y $\delta^{18}N_{NO3}$, junto con aumento en el contenido en nitrato, sulfato, cloruro y calcio. Como se ha explicado antes, la desnitrificación debería provocar aumento de $\delta^{15}N$ y $\delta^{18}N_{NO3}$, con una relación εN/εO entre 1,3 y 2,1, y disminución de la concentración de nitrato.

La Figura 5 muestra las variaciones en la concentración de nitrato y en $\delta^{15}N$ en las tres campañas de muestreo. En un 40% de los pozos estudiados apenas hay variaciones en la $\delta^{15}N_{NO3}$ y en la concentración en nitrato durante el periodo de tiempo estudiado. Un 32% de los pozos muestran un incremento significativo de la concentración en nitratos sin cambios en la $\delta^{15}N$, lo que indica que la entrada de nitrato procedente de la ZNS tiene la misma composición isotópica que el nitrato de las aguas subterráneas. Estos pozos tienen valores de $\delta^{15}N$ entre +10‰ y +15‰, valores típicos de purines. En siete de los pozos estudiados se observa disminución de la $\delta^{15}N_{NO3}$, acompañado de un incremento en la concentración de nitrato, lo que sugiere que en esas muestras, y durante ese tiempo, la entrada de nitrato es más importante que los procesos de desnitrificación. En cinco pozos, $\delta^{15}N$ aumenta con el tiempo, mientras que la concentración de nitrato disminuye. Además, también se observa aumento en $\delta^{18}N_{NO3}$ (no se muestra en la Fig. 5). En estos pozos, por tanto, la desnitrificación predomina sobre la entrada de nitrato durante el periodo de tiempo estudiado. La relación εN/εO observada en esos cinco pozos varia entre 0,95 y 2,32, siendo coherente con el rango de valores determinados por otros autores (entre 1,3 y 2,1; Fukada et al., 2003; Böttcher et al., 1990).

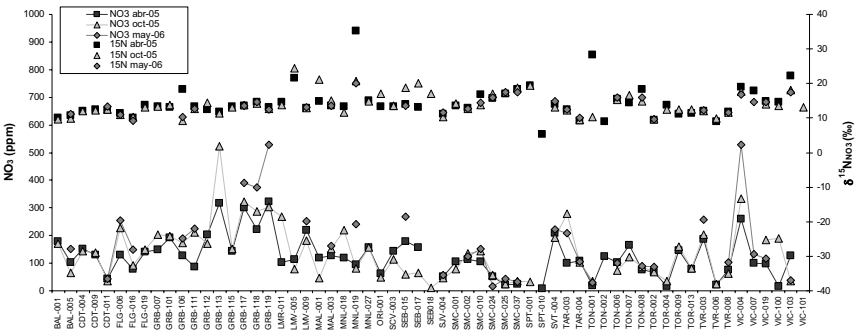


Figura 5. Variaciones de concentración en nitrato y $\delta^{15}N$ de tres campañas (abril 2005, octubre 2005 y mayo 2006)

4. CONCLUSIONES

El estudio multi-isotópico ($\delta^{15}N_{NO3}$, $\delta^{18}O_{NO3}$ y $\delta^{18}O_{H2O}$) del agua subterránea de Osona ha puesto de manifiesto que los residuos ganaderos son el principal origen del nitrato en el agua subterránea. En la zona hay una importante actividad ganadera, que genera grandes cantidades de residuos orgánicos, principalmente purines, que son aplicados a los campos como fertilizantes. Estos residuos orgánicos contienen amonio, que en la zona no saturada nitrifica a nitrato. Si la cantidad de nitratos supera la necesidad del cultivo o la nitrificación tiene lugar fuera del alcance de las raíces, los nitratos se lixivian en profundidad, llegando al agua subterránea. Los resultados del análisis multi-isotópico del agua subterránea demuestran además que existen procesos de atenuación natural de la contaminación. Durante el periodo de tiempo estudiado, en algunos pozos se observa un predominio de la entrada de nitrato al agua subterránea a través de la lixiviación del nitrato acumulado en la ZNS, y en otros pozos se observa una reducción de nitrato por desnitrificación en la zona saturada. Para poder hacer predicciones futuras de la evolución de la contaminación son necesarios estudios de detalle sobre la dinámica del nitrato en la ZNS, su infiltración en

profundidad, la cinética de las reacciones de desnitrificación que tienen lugar en la zona saturada y las entradas y salidas de nitrato del sistema para conocer el balance entre desnitrificación y lixiviación del nitrato de la ZNS.

Agradecimientos. Este estudio ha sido financiado por los proyectos MCYT CGL2008-06373-C01-03/BTE y SGR2009, así como un contrato con el Consell Comarcal d'Osona, la Agència Catalana de l'Aigua, y la empresa Assaporc. También queremos agradecer la colaboración de los Serveis Científics Tècnics de la Universidad de Barcelona.

REFERENCIAS

Andersson, K.K., y Hooper, A.B., 1983. O_2 and H_2O are each the source of one O in NO_2^- produced from NH_3 by Nitrosomonas: ^{15}N-NMR evidence. *FEBS Lett. 164,* 236-240.

Böttcher, J., Strebel, O., Voerkelius, S., y Schmidt, H.L., 1990. Using isotope fractionation of nitrate nitrogen and nitrate oxygen for evaluation of microbial denitrification in a sandy aquifer. *J. Hydrol. 114,* 413-424.

Cey, E.E., Rudolph, D.L., Aravena, R., y Parkin, G., 1999. Role of the riparian zone in controlling the distribution and fate of agricultural nitrogen near a small stream in southern Ontario. *J. Contam. Hydrol. 37,* 45-67.

Comly, H.H., 1945. Cyanosis in infants caused by nitrates in well water. *J. Amer. Med. Assoc. 129,* 112-116.

Devito, K.J., Fitzgerald, D., Hill, A.R., y Aravena, R., 2000. Nitrate dynamics in relation to lithology and hydrologic flow path in a river riparian zone. *J. Environ. Qual. 29,* 1075-1084.

Fukada, T., Hiscock, K.M., Dennis, P.F., y Grischek, T., 2003. A dual isotope approach to identify denitrification in groundwater at a river-bank infiltration site. *Water Res. 37,* 3070-3078.

Heaton, T.H.E., 1986. Isotopic studies of nitrogen pollution in the hydrosphere and atmosphere - A review. *Chem. Geol. 59,* 87-102.

Horibe, Y., Shigehara, K., y Takakuwa, Y., 1973. Isotope separation factor of carbon dioxide–water system and isotopic composition of atmospheric oxygen. *J. Geophys. Res. 78,* 2625-2629.

Kendall, C., Elliott, E.M., y Wankel, S.D., 2007. Tracing anthropogenic inputs of nitrogen to ecosystems, En *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. Michener, R.H., y Lajtha, K. (eds), Blackwell Publishing, pp. 375- 449.

Lehmann, M.F., Reichert, P., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., y McKenzie, J.A., 2003. Modelling nitrogen and oxygen isotope fractionation during denitrification in a lacustrine redox-transition zone. *Geochim. Cosmochim. Acta. 67,* 2529-2542.

Magee, P.N., y Barnes, J.M., 1956. The production of malignant primary hepatic tumors in the rat by feeding dimethylnitrosamine. *Br. J. Cancer. 10,* 114-122.

Mas-Pla, J., Menció, A., Soler, A. y Otero, N., 2006. *Evaluación de la contaminación por nitratos de las aguas subterráneas de la Plana de Vic*, C.C. Osona, ACA, ASSAPORC, inédito.

Menció, A., Mas-Pla, J., Otero, N., y Soler, A., 2009. Nitrate pollution in a fractured multilayered aquifer under continuous groundwater explotation: The case of the Plana de Vic (Osona, NE Spain). *J. Hydrol*., enviado.

Mengis, M., Schif, S.L., Harris, M., English, M.C., Aravena, R., Elgood, R.J., y MacLean, A., 1999. Multiple geochemical and isotopic approaches for assessing ground water NO3 elimination in a riparian zone. *Ground Water. 37,* 448-457.

Mengis, M., Walther, U., Bernasconi, S.M., y Wehrli, B., 2001. Limitations of using $\delta^{18}O$ for the source identification of nitrate in agricultural soils. *Environ. Sci. Technol. 35,* 1840-1844.

Vitòria, L., Otero, N., Soler, A., y Canals, A., 2004a. Fertilizer characterization: Isotopic data (N, S, O, C, and Sr). *Environ. Sci. Technol. 38,* 3254-3262.

Vitòria, L., Grandia, F., y Soler, A., 2004b. Evolution of the chemical (NH_4) and isotopic ($\delta^{15}N$-NH_4) composition of pig manure stored in an experimental pit. En *Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management*. Viena: International Atomic Energy Agency, pp. 260-261.

Vitòria, L., Soler, A., Canals, A., y Otero, N., 2008. Environmental isotopes (N, S, C, O, D) to determine natural attenuation processes in nitrate contaminated waters: Example of Osona (NE Spain). *Appl. Geochem. 23,* 3597-3611.

Volkmer, B.G., Ernst, B., Simon, J., Kuefer, R., Bartsch Jr, G., Bach, D., y Gschwend, J.E., 2005. Influence of nitrate levels in drinking water on urological malignancies: A community-based cohort study. *Br. J. Urol. Int. 95,* 972-976.

Ward, M.H., deKok, T.M., Levallois, P., Brender, J., Gulis, G., Nolan, B.T., y VanDerslice, J., 2005. Workgroup report: Drinking-water nitrate and health-recent findings and research needs. *Environ. Health Perspect. 113,* 1607-1614.

ÍNDICE DE AUTORES

Abad; M. 470
Acero; P. 220
Aguilar; C. 369, 417
Aguilera; H. 51, 59
Alarcón; J.J. 425
Alcobendas; R. 425
Alvares; D. 491, 499, 514
Antigüedad; I. 312, 401
Arauzo; M. 296
Arbat; G. 263
Ayora; C. 220, 281

Báez; M.D. 83
Baroncini Turricchia; G. 137
Barquin-Valle; L. 67
Bayona; J.M. 425
Bernal; S. 409
Blanco Bernardeau; A. 351
Bodoque del Pozo; J. M. 212
Bosch; D.D. 328
Brissaud; F. 481
Butturini; A. 409

Cabrera; M.C. 184
Calvo Martínez; C. 212
Canals; A. 546
Candela; L. 507, 522
Carrera; J. 281
Carvalho; J.M. 514
Castaño; S. 51, 591, 113
Castiglioni; M.G. 359
Chaminé; H.I. 514
Cobos; D.R. 200, 206, 344
Colomer; V. 530
Contreras; E. 377
Cruz; T. 184

Dafonte Dafonte; J. 228, 244
De la Losa Román; A. 113
Díaz-Fierro; F. 456
Dietrich; S. 253
Díez-Herrero; A. 212
Domingo Olivé; F. 263
Dukes; M.D. 94, 236

Egüen; M. 377
Elorza; F.J. 507
Espejo-Pérez; A.J. 75
Espinha Marques; J. 514
Estévez; E. 184

Fernández; A.E. 271
Fernández; J.R. 184
Fernández García; P. 212
Fernández-Delgado; M. 351

Ferrer; F. 200, 206, 344
Folch; A. 538
Folch; M. 481
Francés; F. 409

Gabriel; J.L. 562
García; O. 192
García; A. 271
García González; M. 169
García Pomar; M.I. 83
García-Baquero; J. 75
García-Tejero; I. 75
Gil Rodríguez; M. 105
Giráldez; J.V. 121, 129, 470, 554
Goicolea; M.A. 312
González Cebollada; C. 153
González-Naranjo; V. 184
Gowdish; L.C. 385
Gran; M. 281
Guardiola-Albert; C. 554
Guimera; J. 530

Hernández-López; M.F. 288
Hernández-Moreno: J.M. 184
Herrero; J. 369, 417

Jimenez; E. 51, 59
Jiménez Hernández; M.E. 113
Jiménez-Bocanegra; J.A. 75
Jiménez-Hornero; F.J. 470
Jiménez-Martínez: J. 522
Josa; R. 200, 206,344
Juana Sirgado; L. 105
Justes; E. 40

Katata; G. 393

Laguna; A.M. 470
Lera; F. 145
Lezaun; M. 470
Lloret; A. 281
Losada; M.A. 417
Luna; M. 530

Machado Siqueira; G. 244
Machín; N. 320
Marchesi; M. 546
Marques; J.M. 514
Martin; M. 409
Martinez; J.J. 296
Martínez; G. 121, 129
Martínez; M. 401
Martínez de Sabando; M. 401
Martínez Fenández; J. 137
Masetti; M. 440

Mas-Pla; J. 538, 570
Massana; J. 281
Mediavilla; C. 554
Medici; C. 409
Menció; A. 538, 570
Mestas Valero; R.M. 83, 244
Migliaccio; K. 67
Millares; A. 369, 417
Mirás Avalos; J.M. 244
Mishra; P.K. 17
Molinero; J. 522, 530
Morales; L. A 304
Moreno; L. 51, 59
Moreno Merino; L. 113
Moret-Fernández; D. 145, 153
Mounzer; O. 425
Muller; S.J. 27
Muñoz; J.F. 288
Muñoz-Carpena; R. 27, 67, 94, 236, 328, 385
Muñoz-Leóz; B. 312
Muriel-Fernández; J.L. 75

Nagai; H. 393
Neuman; S.P. 17
Nicolás: E. 425
Niñerola; J.M. 530
Nofuentes; M. 377, 433

Ocampo; D. 336
Olivella; S. 281
Ordóñez; R. 129
Orozco Corral; A. L. 161
Ortiz Silla; R. 169
Oszust; J. 359
Otero; N. 546, 570

Páez Ortegón; G. 176
Palacios; M.P. 184
Palau; J. 546
Paz González; A. 83, 228
Paz-Ferreiro; J. 244, 304, 359
Pedrero; F. 425
Pedretti; D. 440
Perea-Torres; F. 75
Pérez; F. 425
Pérez Gutiérrez; C. 137
Pisani; B. 462, 514
Polo; M.J. 369, 377, 417, 433
Potter; T.L. 328
Prados; M.L. 554
Puig-Bargués; J. 263

Quemada; M. 562
Queralt; E. 530

Ramírez de Cartagena; F.....263
Ramos; M.E.....351
Regalado; C.M.....192, 320 ,393
Ritter; A.....192, 320, 328, 393
Rivas; R. 336
Rodríguez; E. 121, 129
Rodríguez; J.A. 448
Rodriguez Sinobas; L. 105
Rodríguez-Suárez; J.A. 456
Roselló; A.....263
Rubio; C.M. 200, 206, 344
Ruiz; E.....530
Ruiz Villanueva; V. 212
Ruiz-Ramos; M. 562
Ruiz-Romera; E. 312
Rull; M. 530

Saaltnik; M.W 281
Sabater; F. 409
Sáinz de la Maza; E. 470
Salas; J. 530
Salgot; M. 481
Samper; J. 491, 499, 514
Sánchez; A. 351
Sánchez; J.A. 351
Sánchez Calvo; R. 105
Sánchez Martín; N.....137
Sánchez Navarro; A. 169
Sánchez-Pérez; J.M. 401
Sasal; M. C. 359
Schaffer; B. 328
Segura; A. 220
Serafim Bento; L. 89
Siqueira; G.M. 228, 244
Sodré Borges; F.....514
Solanas; A. 40
Soler; A. 538, 546, 570
Soto; B.....456

Terés; V. 470
Torrentó; C. 570
Trevisan; L. 530

Unzeta; N. 312

Valladolid; M. 296
Valverde Asenjo; M.I. 113
Vanderlinden; K. 75, 121, 129, 236, 554
Varni; M. 253
Vázquez; N. 244, 562
Vera; M.A. 499
Vidal Vázquez; E. 244
Von Igel; W. 507

Wade; A.J. 409
Weinzettel; P. 253
Wilson; M. G. 359

Zotarelli; L. 94


UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
UPC
UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI
La universitat pública de Tarragona
Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca
AGAUR
UNIVERSITAT DE BARCELONA
DIPUTACIÓ DE TARRAGONA
enresa
Escola Tècnica Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports de Barcelona
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
CSIC
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
idaea
CIMNE
AMPHOS 21
IRTA
RECERCA I TECNOLOGIA AGROALIMENTÀRIES
Agència de Residus de Catalunya
Generalitat de Catalunya
Departament de Medi Ambient i Habitatge
A21
LAB - FERRER
Decagon Devices Inc. - UMS GmbH
ICT International
Regent Instruments - Espectroradiometria
SOLFRANC TECNOLOGIAS S.L.
WWW.SOLFRANC.COM