

## EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO EN UN ACUÍFERO SOMERO EN TERRENOS GRANÍTICOS

V. García-Gamero<sup>1\*</sup>, A. Peña<sup>2</sup>, A.M. Laguna<sup>3</sup>, T. Vanwalleghem<sup>1</sup>, y J.V. Giráldez<sup>1,4</sup>.

<sup>1</sup> Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [g02gagav@uco.es](mailto:g02gagav@uco.es)

<sup>2</sup> Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [ir1peala@uco.es](mailto:ir1peala@uco.es).

<sup>3</sup> Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [fallalua@uco.es](mailto:fallalua@uco.es).

<sup>4</sup> Depto. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: [ag1gicej@uco.es](mailto:ag1gicej@uco.es)

**RESUMEN.** La evolución del nivel piezométrico medido en un acuífero situado en la ladera formada sobre materiales graníticos en la Sierra Morena cordobesa, cerca de Cardeña, entre noviembre de 2016 y noviembre de 2018, muestra una respuesta rápida a la precipitación. La fragmentación y meteorización química y biológica del granito facilitan el paso del agua de lluvia a través de esta formación geológica lo que favorece la formación del suelo.

En los datos se aprecia una respuesta rápida de los niveles a los pulsos de lluvia con periodos prolongados de descarga debido a los escasos chubascos registrados. Se ha obtenido una relación entre los niveles piezométricos y el tiempo para los periodos de estiaje, evaluándose la recarga del acuífero por la lluvia y unos valores del rendimiento específico del mismo.

**ABSTRACT.** The piezometric levels of a hillslope aquifer on a granitic formation have been measured during experimental research on the hydrological, rock weathering, and soil-forming processes, in the Cordobesian part of Sierra Morena, near the village of Cardeña. Rock fractures and chemical and biological weathering induce the formation of cracks and macropores that enhance the fast circulation of water from the soil surface to the phreatic aquifer.

The response of the water table to the intense rain pulse is very quick. The large period between rain events allow the estimation of the Master Recession Curve using the water table fluctuation method. The use of this method allows an estimation of the aquifer recharge pulses and of the specific yield.

(Rempe y Dietrich, 2018), considerados ambos en los modelos del sistema Tierra (Fan *et al.*, 2019). Además, el flujo del agua va generalmente asociado a un frente químico bastante activo que meteoriza poco a poco las rocas que encuentra a su paso (*e.g.* Brantley *et al.*, 2017).

El agua de lluvia que se infiltra en el suelo puede llegar a los acuíferos subyacentes recargándolos (*e.g.* Besbes y de Marsily, 1984). En zonas semiáridas y áridas la recarga de los acuíferos es discontinua, consecuencia de chubascos o pulsos de lluvia de carácter aislado (Healy y Cook, 2002). Una vez en la zona saturada, en el acuífero, el agua puede evaporarse hacia la atmósfera bien por flujos ascendentes hasta la superficie, o bien absorbida por las raíces de las plantas, transportada hasta los estomas y posteriormente transpirada al exterior (*e.g.* Meinzer, 1927, Schenk y Jackson, 2005), aunque no suele ser muy frecuente la extracción del agua desde acuíferos profundos. La fluctuación de una capa freática somera permite estimar la intensidad de la evapotranspiración como fue propuesto por White en 1932 (*e.g.* Acharya *et al.*, 2014).

La posición de la capa freática somera depende por tanto de la ocurrencia o no de la lluvia por lo que se ha propuesto que esta posición sea un indicador de las fluctuaciones climáticas (*e.g.* Míguez-Macho *et al.*, 2008).

Aunque hay muchos trabajos dedicados al análisis del flujo en laderas, destaca la propuesta de Brutsaert (1994) que, partiendo de la ecuación de Boussinesq para el desagüe de una ladera la convirtió en una ecuación lineal con un factor de ajuste. De esta forma, con una transformada de Laplace integró la ecuación desarrollando soluciones para los niveles piezométricos en la ladera y para la descarga por el extremo inferior del acuífero de sección rectangular con el que representaba la ladera. El método fue seguido por el grupo de la Universidad de Gante (*e.g.* Pauwels y Uijlenhoet, 2018). Posteriormente Dralle *et al.* (2014) integraron la ecuación lineal de Boussinesq con una función auxiliar, una exponencial de una combinación lineal del tiempo y del espacio. Más recientemente, Bartlett y Porporato (2018) han aplicado otra función para integrar la misma ecuación de forma distinta.

La importancia física y química del flujo del agua en las laderas requiere especial atención en zonas en las que se observan procesos avanzados de meteorización como es la

### 1.- Introducción

Aunque los procesos hidrológicos se estudian habitualmente en cuencas completas, en muchas laderas se producen flujos de agua peculiares que son esenciales para explicar el comportamiento general de aquellas.

Las laderas canalizan el flujo del agua por la superficie (D'Odorico y Rigon, 2003), y, a través de sus macroporos, grietas y fisuras (Jarvis *et al.*, 2016), al flujo subterráneo

zona de Cardeña en la Sierra Morena cordobesa. Por el doble riesgo de que pueda disminuir el número de chubascos y la precipitación total y, que el calentamiento de la atmósfera pueda aumentar la evapotranspiración se considera esta zona como zona crítica. (<http://criticalzone.org/national/infrastructure/national-office/>)

El objetivo de esta comunicación es el análisis de la respuesta hidrológica de una ladera a los pulsos de lluvia observados en una zona de la Sierra Morena durante el periodo de noviembre de 2016 a noviembre de 2018.

## 2.- Material y métodos

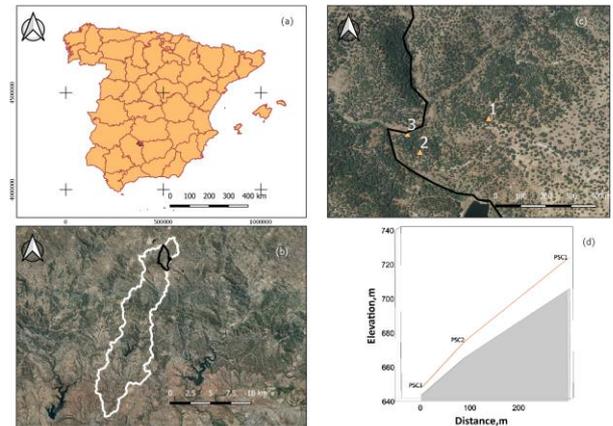
### 2.1.- Zona de estudio

La zona de estudio se sitúa en el término municipal de Cardeña al norte de la provincia de Córdoba, en pleno Parque Natural *Sierra de Cardeña y Montoro*, latitud 38.20° N, longitud 4. 17° W, con una elevación sobre los 700 m. Se trata de una propiedad privada, finca Santa Clotilde, una dehesa en la que predominan la encina (*Quercus Ilex L.*) y pastos anuales como *Lolium sp.*, *Bromus sp.*, y *Trifolium sp.*

La precipitación media anual es de 800 mm y la temperatura media de 15.3°C, siendo el mes de enero el más frío, con medias de 7°C y julio el más caluroso, con 25.4°C de media (Andreu *et al.*, 2013). La evapotranspiración de referencia, o potencial, media anual no es muy elevada por la altitud de la zona, 971 mm, lo que permite mantener una vegetación herbácea durante casi todo el año. El clima se clasifica como *Bsk*, (frío semiárido) en el esquema de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007)

Los suelos de la zona de estudio se han formado en materiales granodioríticos y graníticos del Batolito de los Pedroches, (Carracedo *et al.*, 2009). Pertenecen a los órdenes Regosol, Leptosol y Cambisol (IUSS Working Group WRB,2014), o al subgrupo Lithic Xerorthent en la Taxonomía de suelos (Soil Survey Staff, 1999). Son de la clase textural arenosa y franco-arenosa, con una gran pedregosidad y un espesor entre 0.5 y 1.0 m (Román-Sánchez *et al.*, 2018).

Se instalaron sensores en dos laderas concurrentes con orientación norte y sur, respectivamente. En la primera, se dispuso una red de tres piezómetros, figura 1, a 18.20 m de profundidad en la parte alta de la ladera, 9.50 m en la ladera y 4.20 m en la base de ésta. Las perforaciones tienen un diámetro de 0.076 m y están entubadas con tuberías de PVC en los primeros metros. En cada uno de ellos, se colocó un transductor de presión (HOBO, Water level (100 ft) Data Logger) que mide las fluctuaciones de la capa freática a intervalos de 15 minutos. Hay datos registrados en un período de 2 años de noviembre de 2016 a noviembre de 2018. Durante este período se han observado condiciones hidrológicas muy variables de muy secas a muy húmedas.



**Fig. 1.** (a)(b) Situación de la finca Santa Clotilde, (c) las dos laderas y (d) perfil longitudinal de la ladera con flujo subterráneo de agua, indicándose el fondo menos permeable del acuífero.

### 2.2. Estimación de la recarga causada por la lluvia

Para evaluar la recarga inducida por la precipitación es preciso detraer, en primer lugar, la interceptación de la cubierta vegetal. Como la cuenca es una dehesa con abundante vegetación arbórea y herbácea que supone una cubierta casi continua, se pueden adoptar unos valores umbrales como los que usaron Laio *et al.* (2001) de 2 mm para árboles y 0.5 mm para vegetación herbácea, que compensada representan 1.5 mm que se restan del calado de cada chubasco.

Se considera que el agua que ha pasado a través del dosel de vegetación se infiltra en el suelo debido a que el micro- y meso-relieve de la superficie, así como la presencia de grandes poros en la misma impiden que se genere escorrentía. En un reconocimiento de campo no se han encontrado marcas de flujo superficial. El paso del agua infiltrada por suelo hasta percolar hacia los acuíferos subyacentes puede regularse con un modelo sencillo basado un balance de la masa, o volumen, admitiendo que a la temperatura ambiente la densidad del líquido es constante. Alley (1984) propuso el uso de modelos sencillos como el de Thornthwaite y Mather, que describe el suelo como un cubo, similar al de Milly (1994), pero limitando la pérdida de agua por evaporación al control de la humedad del suelo, con la intensidad del proceso proporcional al volumen que hay en el perfil. Para evitar la influencia de los largos periodos entre chubascos en la estimación de la pérdida de agua por evaporación Steenhuis y van der Molen (1986) reemplazaron el tiempo por el volumen de agua potencialmente evaporado,  $\pi$ .

El modelo de Steenhuis y van der Molen (1986) se basa en la diferencia entre las contribuciones de la precipitación,  $p_t$ , y la evapotranspiración potencial  $e_{0t}$ , en el intervalo de tiempo  $(t-\Delta t)$ ,  $\Delta\omega_t = p_t - e_{0t}$ .

Si esta diferencia es negativa la humedad del suelo disminuye según el valor actualizado de la pérdida acumulada potencial,

$$\pi_t = \pi_{t-\Delta t} - \Delta\omega_t \quad (1)$$

siendo, usando el valor máximo de la humedad,  $\omega_{mx}$

$$\omega_t = \omega_{t-\Delta t} e^{-\pi_t/\omega_{mx}} \quad (2)$$

Por el contrario, si la diferencia anterior es positiva, dependiendo del valor provisional de la humedad,  $\rho_t$

$$\rho_t = \omega_{t-\Delta t} + \Delta\omega_t \quad (3)$$

Los valores de la humedad,  $\omega_t$ , percolación,  $\lambda_t$ , y pérdida acumulada potencial,  $\pi_t$ , se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Percolación y otras variables

$\rho_t$	$\omega_t$	$\lambda_t$	$\pi_t$
$> \omega_{mx}$	$\omega_{mx}$	$\rho_t - \omega_{mx}$	0
$\leq \omega_{mx}$	$\rho_t$	0	$-\omega_{mx} \ln(\rho_t/\omega_{mx})$

Por las condiciones de la zona de estudio se reduce el valor de la evapotranspiración potencial medida en la estación meteorológica de la finca, en un 75% por la cobertura de la vegetación, y se estima la humedad máxima en los 30 cm del perfil del suelo en 100 mm, a partir de la información obtenida en campo por Díaz (2019).

2.2.- Un balance de agua en el acuífero para interpretar las fluctuaciones de la capa freática

Partiendo del balance de masa de agua en un acuífero, con una variación de almacenamiento  $\Delta S_{cf}$ , una intensidad del flujo de agotamiento, o flujo base,  $Q_{fb}$ , una intensidad de la evapotranspiración desde la capa freática,  $ET_{cf}$ , y una variación del flujo más rápido, causado, entre otras formas por bombeos,  $\Delta Q_{cf}$ , la intensidad de la recarga,  $R$ , todos  $[LT^{-1}]$ , se evalúa como (Healy y Cook, 2002)

$$R = \Delta S_{cf} + Q_{fb} + ET_{cf} + \Delta Q_{cf} \quad (4)$$

El método de las fluctuaciones de la capa freática, WTF en las siglas inglesas se basa en la ecuación (4), cuando la contribución del flujo base, la evapotranspiración desde la capa freática y los bombeos, son despreciables, para establecer una relación entre la intensidad de la recarga y la variación temporal del nivel sobre la base impermeable,  $h$ ,  $[L]$ , tiempo,  $t$ ,  $[T]$ , usando el rendimiento específico del acuífero,  $S_y$

$$R = S_y \frac{dh}{dt} \approx S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (5)$$

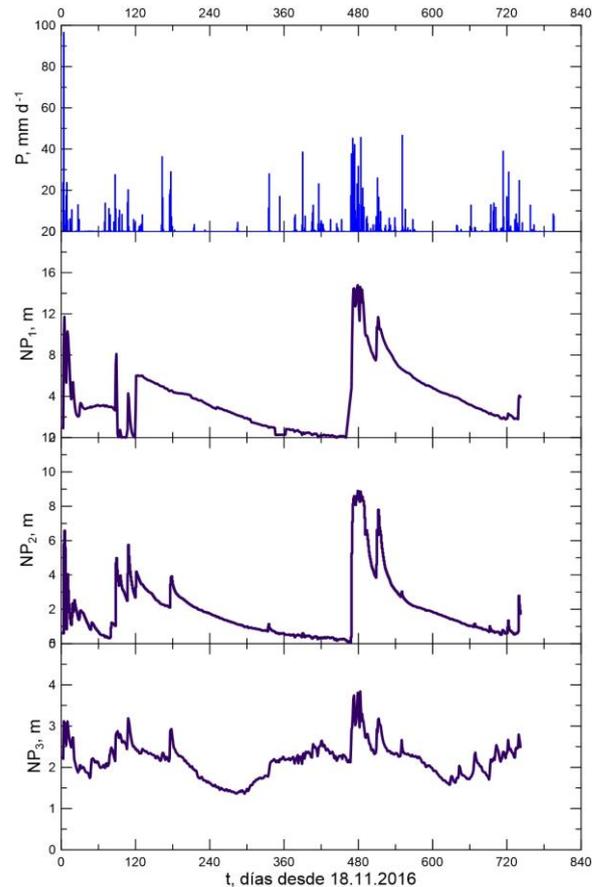
Aunque el rendimiento específico del acuífero es variable como ya advirtió Childs (1960) y con mayor detalle, posteriormente, Hilberts *et al.* 2005, y Dietrich *et al.* 2018, se podría suponer constante para una superficie extensa y un periodo largo de tiempo.

Para aplicar el método WTF las indicaciones de Heppner y Nimmo (2005) son muy convenientes, como muestran Heppner *et al.* (2007) en una zona húmeda. Nimmo *et al.* (2015) han refinado el método, y Allocca *et al.* (2015) en un acuífero kárstico en el sur de Italia para estimar la intensidad de la recarga.

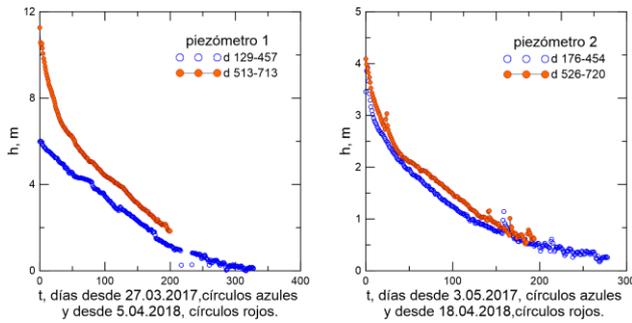
### 3.- Resultados

#### 3.1.- Datos observados

La figura 2 muestra los datos recogidos en la zona de estudio entre el 18 de noviembre de 2016 y el 29 de noviembre de 2018. En este periodo ha habido dos inviernos muy secos, desde el día 65 hasta el 124 para el primero, 2016-17, siendo el segundo, 2017-18, también muy seco hasta que el 26 de febrero de 2018, día 476, empezó a llover continuando los chubascos durante la primavera, lo que generó unas producciones muy elevadas en los cultivos de secano de la zona.



**Fig. 2.** Pulsos de lluvia y evolución de los niveles piezométricos en la ladera.



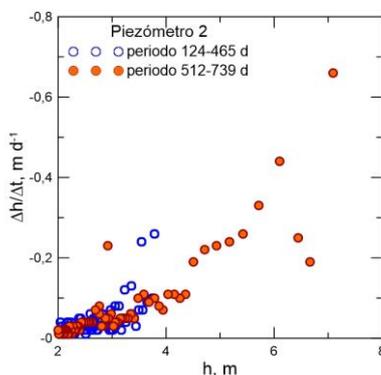
**Fig. 3.** Descenso de los niveles en los piezómetros 1 (PSC1) y 2 (PSC2), durante dos periodos de estiaje en los días que se indican.

El efecto de las lluvias del final de febrero de 2018 en los niveles piezométricos es muy evidente en la figura 2, en especial en los piezómetros 1 y 2. El piezómetro 3 está en al fondo del valle muy próximo al Arroyo de Martín Gonzalo, en conexión estrecha con su subálveo por lo que en sus niveles no se aprecia tanto este cambio.

Las ramas de descenso de los niveles en los piezómetros 1 y 2 son muy similares como la figura 3 indica. En esta figura los datos de los niveles se han desplazado en el tiempo para facilitar la comparación visual, como se indica en los respectivos ejes temporales.

### 3.2.- Valores estimados de la recarga

El método WTF de Heppner y Nimmo (2015) permite una comparación más precisa del comportamiento del acuífero en el intervalo entre chubascos que la inspección visual de la figura 2. Este método relaciona los niveles piezométricos,  $h$ , con su variación temporal,  $dh/dt$ . En la figura 4 se observa que los datos obtenidos en los dos periodos de estiaje, entre el 22 de marzo de 2017 y el 16 de febrero de 2018 (días 124 a 465), y entre el 4 de abril y el 17 de noviembre de 2018 (días 512 a 739), los datos diarios se agrupan dentro de la misma nube, con algunas excepciones causadas por la amplitud de la escala temporal diaria. Una figura similar fue obtenida por Allocca *et al.* (2015) para el acuífero previamente mencionado



**Fig. 4.** Relación entre los niveles del piezómetro 2 en dos periodos de estiaje días 124 a 465, y días 512 a 739, medidos a partir del 18 de

noviembre como en la figura 2, usando el método WTF de Heppner y Nimmo (2005).

La curva de agotamiento de los niveles piezométricos, curva patrón, o MRC en las siglas inglesas, es la línea de regresión de los datos obtenidos en la estimación de las derivadas temporales de dichos niveles. Siguiendo las recomendaciones de Heppner y Nimmo (2005), los datos fueron agrupados en intervalos de valores de los niveles. La función más sencilla para ajustar es una recta con pendiente  $\beta$ , y término independiente  $\alpha$

$$\frac{dh}{dt} \approx \frac{\Delta h}{\Delta t} = \alpha + \beta h \quad (6)$$

Los valores estimados de los parámetros se muestran en la Tabla 2. La información más valiosa procede del piezómetro 1 en el segundo periodo de estiaje, así como de los dos periodos en el piezómetro 2. Las condiciones del piezómetro 3 bajo la influencia de los flujos de la ladera y del subálveo limitan una interpretación similar

Como se ha observado en otros casos (*e.g.* Krakauer y Temimi, 2011) las curvas de agotamiento, tanto para el análisis de caudales de descarga como el de niveles, son muy variables. Stoelzle *et al.* (2013) recomiendan el uso de varios métodos alternativos para estudiar la fase de agotamiento de los acuíferos.

**Tabla 2.** Parámetros de la ecuación de la curva de agotamiento

P	periodo d	$\alpha$ m d <sup>-1</sup>	$\beta$ d <sup>-1</sup>	n	r <sup>2</sup>
1	124-469	-0.0299	-0.0143	12	.1524
	513-713	0.164	-0.0345	6	.9386
2	124-465	0.245	-0.102	4	.8778
	512-739	0.255	-0.0993	4	.9924
3	108-284	.0767	-0.046	5	.7145
	484-628	0.102	-0.058	4	.9087

P: piezómetro; n número de intervalos de nivel.

Integrando la ecuación (6), con la condición inicial del nivel  $h_0$ , en el tiempo  $t_0$ , se deduce una variación temporal de los niveles piezométricos,

$$h = -\frac{\alpha}{\beta} + (\alpha + \beta z_0) e^{\beta(t-t_0)} \quad (7)$$

La ecuación (7) es una exponencial negativa del tiempo semejante a la ecuación (16) de Brutsaert (1994), (24) de Dralle *et al.* (2014), o (24) de Bartlett y Porporato (2018), entre otros.

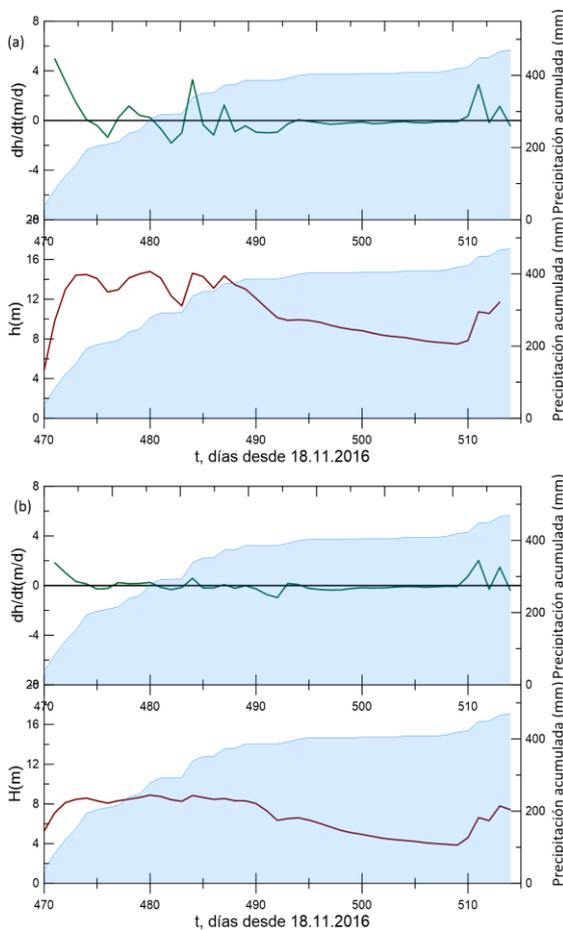
Para estimar la recarga usando el método WTF se adoptan los valores de los parámetros para la parte de acuífero próxima a cada piezómetro que recoge la Tabla 3.

**Tabla 3.** Valores de los parámetros de la ecuación (6)

Piezómetro	$\alpha$ , m d <sup>-1</sup>	$\beta$ , d <sup>-1</sup>
1	0.164	-.0345
2	0.250	-.0977
3	0.0894	-.0596

En la figura 5 se comparan las variaciones temporales de los niveles piezométricos con los valores de los propios niveles y con la evolución de la precipitación acumulada.

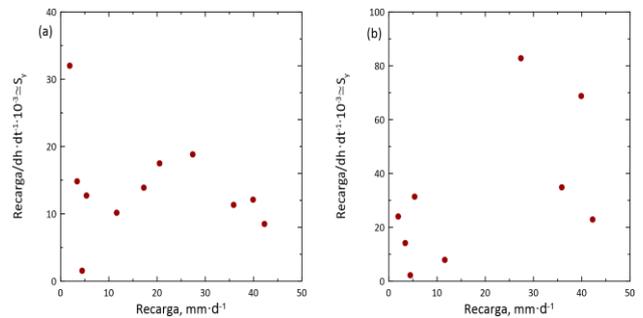
Destaca la recarga causada por los primeros chubascos, en particular el del día 21 de noviembre de 2016, en el que se recogió una precipitación de 96.6 mm, que supuso un acenso de casi 8 m en el piezómetro 1, que se aproxima a los datos recogidos por Gleeson *et al.* (2009) en un episodio extremo de fusión rápida de nieve en acuíferos en formaciones de rocas fracturadas en Canadá. En la zona de estudio las fracturas de las rocas graníticas favorecen flujos preferenciales como los descritos por Nimmo *et al.* (2017). Aunque el flujo sea rápido una parte del volumen percolado de agua ha de quedar retenido por las paredes de macroporos y fisuras.



**Fig. 5.** Variaciones temporales de los niveles piezométricos ( $dh/dt$ ) y valores de los propios niveles ( $h$ ) con la evolución de la precipitación acumulada en los piezómetros 1 (a) y 2 (b).

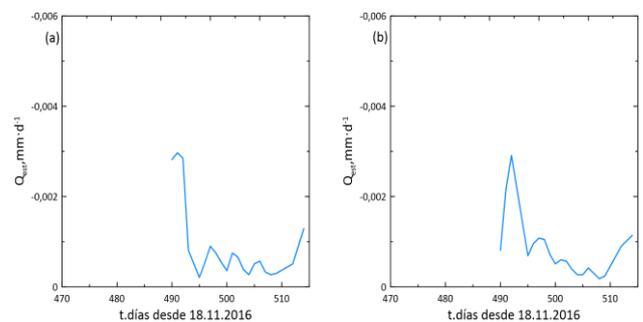
El método WTF, permitiría analizar la respuesta de los niveles piezométricos a la recarga, similar a lo que proponían Besbes y de Marsily (1984) o a lo que explicaba Kirchner (2009). Sin embargo, sin el contraste de los valores estimados de la recarga con la evaluación del caudal que el acuífero descarga en el Arroyo Martín Gonzalo no es posible realizar tal análisis.

La ecuación (5) puede servir para efectuar una primera estimación los valores del rendimiento específico del acuífero. En la figura 6 se comparan los valores del rendimiento específico calculados con la intensidad de la recarga, que sirve como un indicador de la humedad en la zona vadosa. La relación de esta figura es parecida a la relación mostrada por Acharya *et al.* (2012, fig. 11), en especial la figura 6<sup>a</sup>, aunque la última corresponde a condiciones de régimen permanente, y la escasez de datos no permite una precisión mayor.



**Fig. 6.** Comparación entre los valores de  $S_y$  y la intensidad de recarga en los piezómetros 1(a) y 2(b).

Los valores del rendimiento específico estimado son bajos, pero próximos a los que recogen Healy y Cook (2002, Tabla 1), o a los estimados por Chinnasamy *et al.* (2018) en un acuífero roso de Rajasthan. Se puede estimar, también de forma aproximada, la contribución del acuífero al flujo base del Arroyo Martín Gonzalo, cuando en la ecuación (4) el valor de la recarga es nulo mientras que la descarga,  $Q_{fb}$ , no lo es. Se ha adoptado para el rendimiento específico un valor  $S_y=0.003$ . La estimación aparece en la figura 7, en la que se aprecian fluctuaciones.



**Fig. 7.** Estimación del caudal de descarga, flujo base,  $Q_{fb}$  a partir de la variación de los niveles en los piezómetros 1 (a) y 2 (b).

Estos resultados representan un avance de resultados para continuar explorando el comportamiento del acuífero, y la evaluación de los tiempos empleados por el agua en su recorrido por el mismo para estudiar los procesos de meteorización y formación del suelo en la zona, que dependen de ellos (e.g. Maher, 2010).

Aunque la circulación del agua en el acuífero de ladera es rápida, los ríos y arroyos que circulan no se suelen secar durante los periodos de estiaje debido a la abundancia y complejidad de los flujos de agua los acuíferos de la cuenca como ocurre a escala regional (e.g. Gleeson *et al.*, 2011).

#### 4.- Conclusiones

Los acuíferos formados en rocas de granito fracturadas en regiones mediterráneas bajo una pluviometría anual elevada, alrededor de 800 mm a<sup>-1</sup>, y evapotranspiración potencial media anual reducida debido a la elevación, responden rápidamente a los pulsos de lluvia, con una circulación rápida en las laderas que convergen en valles fluviales encajados. Afortunadamente para el mantenimiento de la circulación fluvial, los acuíferos de ladera constituyen tan solo una de las muchas aportaciones de agua de la Sierra Morena.

El análisis del balance de agua tanto en el suelo como en el acuífero subyacente son esenciales para comprender el comportamiento del sistema, aunque se necesita una información detallada para evaluar los diferentes procesos como la recarga por la precipitación y la descarga hacia arroyos y ríos con mayor precisión.

En una posterior etapa de este trabajo se completará la información necesaria para refinar los resultados apuntados aquí.

*Agradecimientos.* Este trabajo forma parte del proyecto de investigación "Estableciendo un Observatorio de la Zona Crítica para la Hidropedología y Agricultura Sostenible en el Mediterráneo" (AGL2015-65036-C3-2-R), financiado por el Programa Estatal de Investigación, Desarrollo e Innovación orientada a los retos de la sociedad 81/150 para el cuatrienio 2016-2020. La primera autora agradece al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades la concesión de un contrato predoctoral FPU. Se agradece también al propietario y trabajadores de la finca Santa Clotilde facilitar el acceso y trabajo en ella. Los ingenieros Juan Carlos Cuerva, Mario Ramos, Cristian Cuesta, y Abraham Castillo colaboraron en la puesta a punto de la instalación y su mantenimiento. Los autores agradecen los consejos de un revisor Anónimo que han sido esenciales para la versión final de esta comunicación.

#### 7.- Bibliografía

Acharya, S., J.W. Jawitz y , R. Mylavarapu, 2012. Analytical expressions for drainable and fillable porosity of phreatic aquifers under vertical fluxes from evapotranspiration and recharge. *Water Resour. Res.*, 48, 10.1029/2012WR012043.

Acharya, S., R. Mylavarapu, y J. Jawitz, 2014. Evapotranspiration estimation from diurnal water table fluctuations: implementing drainable

and fillable porosity in the White method. *Vadose Zone J.* doi: 10.2136/vzj2014.04.0048.

Alley, W.M., 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.*, 20, 1137-1149.

Allocca, V., P. de Vita, F. Manna, y J.R. Nimmo, 2015. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. *J. Hydrol.* 529, 843-853.

Andreu, A., Graf, A., Polo, M.J., y M.P. González-Dugo, 2013. Medida de flujos de energía en superficie en un sistema adhesionado y análisis de sus distribuciones espaciales con vistas a la integración con sensores remotos, en *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, Vol.XI-ZNS'13*. 211-218.

Bartlett, M.S., y A. Porporato, 2018. A class of exact solution of the Boussinesq equation for horizontal and sloping aquifers. *Water Resour. Res.*, 54, 767-778.

Besbes, M., y G. de Marsily, 1984. From infiltration to recharge: Use of a parametric function. *J. Hydrol.* 74, 271-293.

Brantley, S.L., M.I. Lebedeva, V.N. Balashov, K. Singha, P.L., Sullivan, y G. Stinchcomb, 2017. Toward a conceptual model relating chemical reaction fronts to water flow paths in hills. *Geomorphol.* 277, 100-117.

Brutsaert, W., 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resour. Res.*, 30, 2759-2763.

Carracedo, M., J. Paquette, A. Alonso Olazabal, J. Santos Zalduegui, S. García de Madinabeitia, M. Tiepolo, y J.L. Gil Ibarguchi, 2009. U-Pb dating of granodiorite granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98, 1609-1624.

Childs, E.C., 1960. The non-steady state of the water table in drained land. *J. Geophys. Res.* 65, 780-782.

Chinnasamy, P., B. Maheshwari, P. Dillo, R. Purohit, Y. Dashora, P. Soni, y R. Dashora, 2018. Estimation of specific yield using water table fluctuations and cropped area in a hardrock aquifer system of Rajasthan, India. *Agric. Water Manag.* 202, 146-155.

Díaz, A., 2019, *Evaluación de las propiedades hidrofísicas de suelos de dehesa en Sierra Morena*, Trabajo Fin de Master, Universidad de Córdoba (en preparación).

Dietrich, S., J. Carrera, P. Weinzettel, L. Sierra, 2018. Estimation of specific yield and its variability by electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.* 54, 8653-8673.

D'Odorico, P., y R. Rigon, 2003. Hillslope and canal contributions in the hydrologic response. *Water Resour. Res.* vol. 39, doi: 10.1029/2002WR001708.

Dralle, D.N., G.F.S. Boisramé, y S.E. Thompson, 2014. Spatially variable water table recharge and the hillslope hydrologic response: Analytical solutions to the linearized hillslope Boussinesq equation. *Water Resour. Res.* 50, 8515-8530.

Fan, Y., M. Clark, D.M. Lawrence, et al., 2019. Hillslope hydrology in global change research and Earth system modelling. *Water Resour. Res.* 55, 1-36.

Gleeson, T., L. Marklund, L. Smith, y A.H. Manning, 2011. Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophys. Res. Lett.* vol. 38, doi:10.1029/2010GL046427.

Gleeson, T., K. Novakowski, y T.K. Kyser, 2009. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *J. Hydrol.*, 376, 496-509.

Laio, F., A. Porporato, L. Ridolfi e I. Rodríguez-Iturbe, 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Adv. Water Resour.*, 24, 707-723.

Healy, R.W., y P.G. Cook, 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol J.* 10, no. 1: 91-109.

Heppner, C.S., y J.R. Nimmo, 2005. *A computer program for predicting recharge with a master recession curve*. U.S. Geol. Survey Sci. Investig. Rep. 2005-5172.

Heppner, C.S., J.R. Nimmo, G.J. Folmar, W.J. Gburek, y D.W. Risser, 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeol. J.* 15, 915-927.

Hilberts, A.G.J., P.A. Troch, y C. Paniconi, 2005. Storage-dependent drainable porosity for complex hillslopes. *Water Resour. Res.* vol. 41, doi:10.1029/2004WR003725.

IUSS Working Group, W.R.B., 2014. *World Reference Base for Soil*

- Resources 2014. Inter- national soil classification system for naming soils creating legends for soil maps*, 3<sup>d</sup> ed. FAO, Roma.
- Jarvis, N., J. Koestel, y M. Larsbo, 2016. Understanding preferential flow in the vadose zone: Recent advances and future prospects. *Vadose Zone J.* vol 15, doi:10.2136/vzj2016.09.0075.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- Krakauer, N.Y., y M. Temimi, 2011. Stream recession curves and storage variability in small watersheds. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2377-2389.
- Maher, K., 2010. The dependence of chemical weathering rates on fluid residence time. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 101-110.
- Meinzer, O.E., 1927. *Plants as indicators of ground water*. US Geol. Surv. Water Supply Paper 579. US Dept. of Interior.
- Míguez-Macho, G., H. Li, y Y. Fan, 2008. Simulated water table and soil moisture climatology over North America. *BAMS* 89, 663-672.
- Milly, P.C.D., 1994. Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balance. *Adv. Water Res.*, 17, 19-24.
- Nimmo J.R., C. Horowitz, y L. Mitchell, 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Ground Water.* 53, 282-292.
- Nimmo, J.R., K.M. Creasey, K.S. Perkins, y B.J. Mirus, 2017. Preferential flow, diffuse flow, and perching in an interbedded fractured-rock unsaturated zone. *Hydrogeol. J.* 25, 421-444.
- Pauwels, V.R.N., y R. Uijlenhoet, 2018. Confirmation of short-time expression for the hydrograph rising limb of an initially dry aquifer using laboratory hillslope outflow experiments. *Water Resour. Res.* 34, 10,350-10,361.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson, y T.A. McMahon, 2007. Updated world map of the Köppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.
- Rempe, D.M, y W.E. Dietrich, 2018. Direct observations of rock moisture, a hidden component of the hydrologic cycle. *PNAS.* 115, 2664-2669.
- Román-Sánchez, A., T. Vanwalleghem, A. Peña, A.M. Laguna, y J.V. Giráldez, 2018. Controls on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscape. *Geoderma* 311, 159-166.
- Schenk, H.J., R.B. Jackson, 2005. Mapping the global distribution of deep roots in relation to climate and soil characteristics. *Geoderma* 126, 129-140.
- Soil Survey Staff, 199, *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2<sup>a</sup> Ed. USDA Agr. Hbk. 436. USDA, NRS, Washington.
- Steenhuis, T.S. y W.H. van der Molen, 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *J. Hydrol.*, 84, 221-229.
- Stoelzle, M., K. Stahl, y M. Weiler. 2013. Are streamflow recession characteristics really characteristic? *Hydrol. Earth Syst.Sci.*,17, 817-828.