

Influencia de las mareas en las medidas de piezometría de la zona de descarga del acuífero costero Motril-Salobreña (Granada)

Tidal influence on measured head of the discharge zone of the Motril-Salobreña Coastal Aquifer (Granada)

Juan Pedro Sánchez Úbeda¹, María Luisa Calvache Quesada¹, Manuel López Chicano¹, Carlos Duque² y Wenceslao Martín Rosales¹

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Av./ Fuentenueva s/n 18071 Granada, España. jgeo3@gmail.com, calvache@ugr.es, mlopezc@ugr.es, wmartin@ugr.es.

² Department of Geography and Geology, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, DK – 1350 Copenhagen, Dinamarca. cad@geo.ku.dk

ABSTRACT

From recently obtained water table data sets at discharge zone of the Motril-Salobreña aquifer have been calculated different transmissivity values, using the Tidal Response Method. The effects of the tidal oscillation are detected in two boreholes located 300 m to the coastline and close to the Guadalfeo river mouth. The obtained results vary depending on the applied calculation method and with the considered value of storage coefficient (*S*). The calculated values with the Tidal Efficiency Factor are about one less order of magnitude regarding to the obtained results with Time Lag method. Nevertheless, the application of these calculation methods based on tidal response in unconfined aquifers provides knowledge about the characteristics of the discharge zone and groundwater flow patterns, and it may be an easy alternative to traditional pumping tests.

Key-words: Tidal influence, water table, tidal efficiency factor, coastal aquifer, transmissivity.

Geogaceta, 53 (2013), 121-124.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Localización y contexto hidrogeológico

El acuífero costero Motril-Salobreña está situado en la costa SE de la Península Ibérica, y ocupa 42 km² de superficie, por la que discurre el río Guadalfeo (Fig. 1), que es una de las principales fuentes de recarga del acuífero. Este río presenta un caudal medio, para el periodo 1971-2004, de 6,2 m³/s, drenando gran parte de la zona sur de Sierra Nevada. El sistema acuífero está constituido por sedimentos detríticos de origen fluvio-deltaico, compuesto en su mayor parte por materiales groseros muy permeables. Limita al norte con el aluvial del río Guadalfeo y con el acuífero carbonatado de Escalate, y al sur con el Mar Mediterráneo. El resto de bordes están en con-

tacto con materiales esquistosos y filitas, muy poco permeables, que constituyen también el basamento. Estos materiales se consideran impermeables a efectos prácticos. El espesor total es variable, desde los pocos metros en la zona de cabecera, donde solo consta del relleno aluvial del río, hasta los más de 250 m de potencia, en la zona occidental y junto al borde costero, donde se registran los mayores espesores de relleno deltaico. En general, refiriéndonos a la zona de descarga del acuífero, se debe considerar un acuífero libre a pesar de las heterogeneidades litológicas que presenta, si bien existe la posibilidad de confinamiento, en el sector de la desembocadura, a partir de los 140 m de profundidad, donde aparecen potentes capas de sedimento arcilloso, con alguna interca-

RESUMEN

A partir de los registros de nivel piezométrico obtenidos recientemente en la zona de descarga del acuífero Motril-Salobreña se han determinado diferentes valores de transmisividad, utilizando para ello la influencia de las mareas en los registros. Los efectos se reconocen en dos sondeos situados a 300m del borde costero y junto a la desembocadura del río Guadalfeo. Los resultados obtenidos varían en función del método de cálculo aplicado y del valor de coeficiente de almacenamiento (*S*) considerado. Aplicando el método de eficiencia de mareas se obtienen resultados de un orden de magnitud inferior respecto a los obtenidos mediante los valores de retraso. No obstante, la aplicación de estos métodos de cálculo en acuíferos libres permiten comprender mejor las características de la zona de descarga y los patrones del flujo subterráneo, y constituyen una alternativa sencilla a los ensayos de bombeo tradicionales.

Palabras clave: Influencia de marea, nivel piezométrico, eficiencia de marea, acuífero costero, transmisividad.

Fecha de recepción: 14 de julio de 2012
Fecha de revisión: 25 de octubre de 2012
Fecha de aceptación: 30 de noviembre de 2012

lación de niveles poco potentes constituidos por material más grosero.

Objetivos

Para paliar la poca disponibilidad de datos del flujo subterráneo en profundidad referentes a esta zona de descarga (en especial a zonas cercanas a la costa), se construyeron recientemente tres sondeos profundos a 300 m del borde costero y junto a la desembocadura del río Guadalfeo (Fig. 1), con el fin de posicionar la cuña salina y controlar su evolución.

Por ello, el objetivo principal de este estudio es alcanzar un mayor conocimiento de la zona de descarga del acuífero, concretamente de las diferentes variables que influyen en la hidrodinámica del flujo

subterráneo en el borde costero, y poder estimar bajo qué condiciones se pueden presentar fenómenos de intrusión marina, problema presente actualmente en muchos de los sistemas acuíferos de la costa mediterránea española.

Los datos de piezometría obtenidos precisan de un tratamiento analítico, con el fin de obtener valores razonables de parámetros hidrogeológicos en la zona de descarga, y profundizar en la eliminación de la influencia de la señal de mareas en los registros del nivel piezométrico cerca del borde costero.

Metodología

Los cálculos se han realizado sobre los registros obtenidos en dos de los tres sondeos construidos cerca del borde costero (S.130 y S.40), los cuales están solamente ranurados en su tramo más profundo (últimos 3 m), constituyendo sendos piezómetros, propiamente dichos. Los sensores de medición en continuo están situados en el centro de cada tramo ranurado, a las profundidades de -132 m y -38 m desde la superficie del terreno, respectivamente.

A partir de los datos de presión obtenidos en estos sondeos (a los que se aplica la corrección barométrica de forma automática) se calculan los valores de nivel piezométrico.

Dada su cercanía a la línea de costa, los datos de presión se ven afectados por la oscilación de mareas, con lo cual se han utilizado para su comparación los valores relativos de nivel del mar para un mismo periodo de tiempo, registrados con resolución horaria en la estación "Motril_2" localizada en el puerto de Motril, y disponibles en la *web* de Puertos del Estado.

Los valores de amplitud de la oscilación del nivel piezométrico y de las mareas se han obtenido mediante el método de amplitud media (Madan Kumar *et al.*, 2003), calculando los valores de amplitud entre máximos y mínimos correlativos para cada periodo de oscilación.

Para el tratamiento de los datos piezométricos en función de los datos de marea se han aplicado las ecuaciones del modelo de respuesta de las mareas. Considerando un acuífero costero confinado, homogéneo e isótropo, el cual está conectado hidráulicamente al mar, prescindiendo del efecto de la diferencia de densidades y suponiendo una oscilación

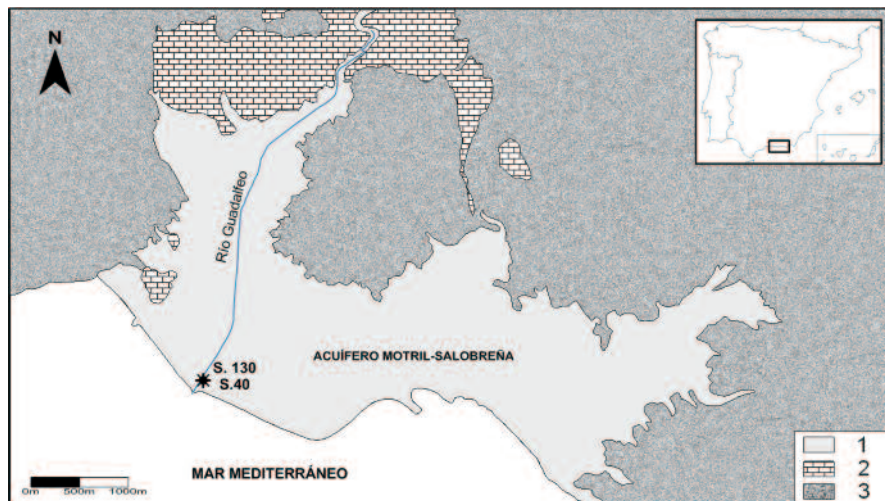


Fig. 1.- Localización del acuífero detrítico-costero Motril-Salobreña y caracterización hidrogeológica general. 1: Sedimentos detríticos de origen fluvio-deltaico, materiales groseros en su mayoría. 2: Material calizo (Acuífero carbonatado de Escalate y Peñón de Salobreña). 3: Filitas y esquistos del Complejo Alpujárride, considerados impermeables a efectos prácticos.

Fig. 1. – Localization of the Motril-Salobreña detrital-coastal aquifer and general hydrogeological characterization. 1: Fluvial-deltaic detrital sediments, mostly coarse material. 2: Limestone (Salobreña and Escalate carbonate aquifers). 3: Phyllites and schists of the Alpujárride complex that can be considered as impermeable.

sinusoidal de la marea (Custodio Gimena, 2001), se cumple que para un tiempo *t* (Jacob, 1950; Ferris, 1951; Todd, 1980):

$$\Delta = \Delta H_0 \exp\left(-\frac{\pi x^2 S}{t_0 T}\right) * sen = \left(\frac{2\pi t}{t_0} - \sqrt{\frac{\pi x^2 S}{t_0 T}}\right) \tag{1}$$

- * $sen = \left(\frac{2\pi t}{t_0} - \sqrt{\frac{\pi x^2 S}{t_0 T}}\right)$ donde:
- Δh = variación de nivel de agua en el acuífero respecto a la posición media
- ΔH_0 = semiamplitud de la oscilación de la marea
- x = distancia a la conexión entre el acuífero y el mar
- t_0 = periodo de la marea
- S = coeficiente de almacenamiento
- T = transmisividad del acuífero
- t = tiempo

El valor de amplitud de oscilación del nivel piezométrico del acuífero debido a las mareas es:

$$\Delta h = \Delta H_0 \exp\left(-\frac{\pi x^2 S}{t_0 T}\right) \tag{2}$$

El retraso de la oscilación del nivel piezométrico respecto a la oscilación de mareas queda definido por:

$$R = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{t_0 S}{\pi T}} \tag{3}$$

expresado en unidades de tiempo. Obteniendo valores del retraso o "lag" a partir del tratamiento analítico conjunto de los datos de nivel piezométrico y de mareas podemos estimar valores de transmisividad (*T*) a partir de diferentes valores impuestos de coeficiente de almacenamiento (*S*).

Por otra parte, partiendo de la ecuación (1), podemos definir la relación entre la amplitud de oscilación del nivel piezométrico y la amplitud de mareas, conocida como "Eficiencia de Mareas" (*EM*):

$$EM = \exp\left(-\frac{\pi x^2 S}{t_0 T}\right) \tag{4}$$

Esta última expresión permite obtener también valores de *T* y *S*, ajustando una de estas variables para obtener la otra y viceversa, en función de los datos disponibles.

Estas expresiones se desarrollaron para condiciones confinantes. No obstante, son aplicables a un acuífero libre como en este caso, cuando la razón entre la fluctuación del nivel piezométrico y el espesor saturado es menor a 0,02 (Madan Kumar *et al.*, 2003; Roscoe Moss Company, 1990).

Resultados y discusión

La comparación de los registros de nivel piezométrico con la variación relativa del nivel del mar corrobora de forma inequívoca la influencia de las mareas, en especial la componente de oscilación bidiraria, como se observa en las figuras 2A y 2B.

El intervalo temporal de datos utilizado es de un mes (enero de 2012). En este intervalo, la oscilación de mareas se caracteriza por una amplitud de oscilación media de 0,34 m, y un periodo de mareas de 12,5 horas, (0,521 días) ajustado mediante el análisis del espectro de densidad, que muestra un máximo significativo del valor de la varianza a una frecuencia de 0,08 (horas⁻¹).

Los periodos de oscilación de los niveles piezométricos también se han ajustado mediante sus respectivos espectros de densidad, coincidiendo con el valor obtenido para la marea de 12,5 horas.

La amplitud de oscilación de los niveles piezométricos presentan a su vez valores medios para los periodos temporales mencionados de 0,129 m (S.130) y 0,055 m (S.40). Los valores de retraso se han obtenido midiendo el desfase temporal entre máximos y entre mínimos de marea y nivel piezométrico, para cada uno de los periodos de oscilación (12,5 horas) dentro del intervalo temporal considerado, hallando valores de retraso medios de 1,1 h en S.130 y 1,2 h en S.40.

Aplicando los métodos de retraso y de eficiencia de mareas (ecuaciones (3) y (4)) y considerando diferentes valores de S, se han obtenido los resultados que se muestran en la Tabla I. Para cada uno de los puntos de registro se han calculado valores promedio de amplitud de oscilación de mareas y de nivel piezométrico, retraso y factor de eficiencia de mareas (EM). Los valores puntuales se refieren a valores de T

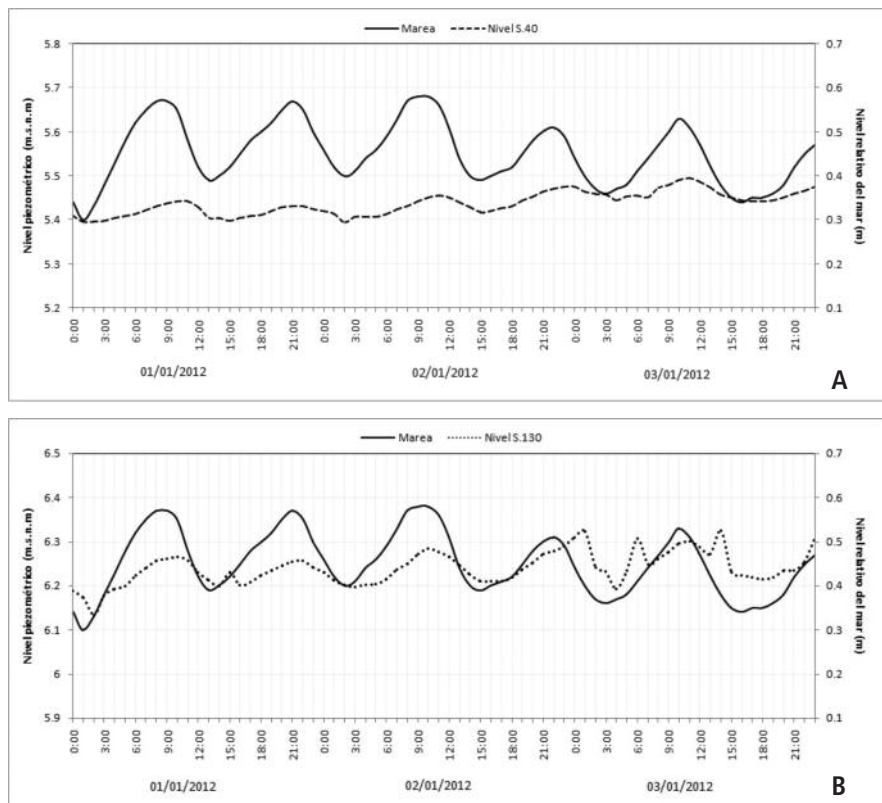


Fig. 2.- Registro de nivel piezométrico en los puntos S.40 y S.130 (2A y 2B respectivamente), junto con el registro de nivel relativo del mar para el mismo intervalo temporal. Los datos corresponden a los días 1, 2 y 3 de enero de 2012, y en ambos se representan datos medidos con resolución temporal horaria.

Fig. 2.- Water table set data at points S.40 and S.130 (2A and 2B respectively), with relative marine level at same time interval. Two cases show the 1st, 2nd and 3rd day of January, 2012, with hourly measured data.

obtenidos a partir de la medida de estos parámetros para cada periodo de 12,5 horas, siendo el valor de T mostrado un promedio de los calculados en cada periodo del intervalo temporal de registro utilizado.

Según Erskine (1991), la transmisión de la oscilación de la presión se da de forma más rápida y con menos amortiguación (mayor amplitud) en áreas de alta permeabilidad y en partes más profundas del acuífero. En nuestro estudio se cumple esta afirmación, ya que el efecto de las

mareas aparece menos amortiguado (valores de EM mayores, 0,376 m) en el piezómetro S.130, donde el nivel piezométrico corresponde a una profundidad de -132 m, y más amortiguado (valores de EM menores, 0,160 m) en el sondeo S.40, el cual alcanza los -38 m de profundidad (respecto a la superficie).

Este hecho implica que los resultados de T obtenidos están sujetos a la profundidad a la que se localiza el tramo filtrante, variable que no es tenida en

Punto	x (m)	Valores	ΔH_0 (m)	Δh (m)	Retardo (d)	EM	Método time lag			Método EM	
							S	T (m ² /d)	k (m/d)	T (m ² /d)	k (m/d)
S.130	299	Promedio	0,343	0,129	0,044	0,376	0,001	1883	14	565	4
		Puntuales	-	-	-	-	0,01	18830	139	5653	42
		Puntuales	-	-	-	-	0,001	2411	18	792	6
S.40	294	Promedio	0,343	0,055	0,051	0,160	0,001	1398	10	155	1
		Puntuales	-	-	-	-	0,01	13982	104	1548	11
		Puntuales	-	-	-	-	0,001	3567	26	174	1

Tabla I.- Valores de transmisividad (T) y permeabilidad (K) calculados según los valores de retraso (time lag) y de eficiencia de mareas (EM) respectivamente. Table I.- Transmissivity and permeability values calculated according to the values of time lag and tidal efficiency factor (EM) respectively.

cuenta en la ecuación de eficiencia de mareas y que condicionará los resultados. Además, éstos varían en gran medida con la distancia del punto a la conexión del acuífero con el mar, ya que con ambos métodos, el valor de T varía de forma directa según el cuadrado de x y, aunque esta variable sí está contemplada en la ecuación, en muchos casos es difícil de establecer. En el caso concreto del acuífero Motril-Salobreña, la conexión del acuífero con el mar coincide con la línea de costa dependiente de la dinámica litoral, en cuyo caso es complicado discernir a qué distancia se produce la descarga principal del acuífero.

Hay que tener en cuenta que, aunque se está trabajando en un acuífero libre, las medidas de variación de carga hidráulica se registran a una profundidad determinada del acuífero sin que se produzca saturación o desaturación del mismo, por lo tanto, los valores de S que hay que considerar en este caso, dependerán exclusivamente de las compresibilidades del agua y del material acuífero y no de la porosidad eficaz. Esto se traduce en que se considera 0.001 como valor más adecuado de S, similar al utilizado por Calvache *et al.* (2009) que utiliza como valor de S confinado 0,0035, e inferior al estimado para este sector del acuífero por otros autores, como Heredia *et al.* (2002) y Duque (2009) que proponen 0,2 y 0,1, respectivamente.

Las transmisividades obtenidas varían entre 1883 y 565 m²/d en el caso de S.130, y de 1398 a 155 m²/d para S.40, en relación a los valores promedio (más representativos), diferentes en torno a un orden de magnitud en función del método de cálculo utilizado. Los trabajos previos mencionados estiman valores de 1620 m²/d (Calvache *et al.*,

2009), 1300 m²/d (Heredia *et al.*, 2002) y 840 m²/d (Duque, 2009), teniendo en cuenta el mismo espesor saturado aplicado en este trabajo.

Conclusiones

Los valores de oscilación de los niveles piezométricos registrados junto al borde costero en el acuífero M-S, han resultado dependientes de la profundidad a la cual se sitúa el tramo filtrante. Así, se obtienen valores más elevados de eficiencia de mareas en zonas más profundas del acuífero, factor que no contemplan los métodos aplicados.

Por otra parte, el hecho de que las medidas tomadas en profundidad en el borde costero no se vean afectadas por saturación o desaturación del acuífero, nos indica que los valores de S deben ser más propios de condiciones de confinamiento, considerando en este caso un 0,1%. Sería por tanto interesante comparar estas oscilaciones mareales con las inducidas en puntos más superficiales de la zona de descarga del acuífero.

En cuanto a los resultados de T calculados, vemos que aplicando el método del *time lag* obtenemos valores de 1400 a 1900 m²/d, más cercanos a los que se proponen en los trabajos previos para la zona del borde costero occidental, respecto al método EM (155 – 565 m²/d).

La aplicación de los métodos basados en la influencia de las mareas se presenta como una técnica complementaria para calcular los parámetros hidrogeológicos junto a los métodos tradicionales de bombeo, o incluso como una alternativa útil cuando los primeros no se pueden llevar a cabo debido a su viabilidad económica, fí-

sica o incluso ambiental, teniendo en cuenta la posible afección por conos ascendentes de agua salada.

Agradecimientos

Este estudio se realizó gracias a los fondos del CGL2008-05016 financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, del grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-369 y del Programa de Ayudas para Movilidad Postdoctoral del Ministerio de Educación.

Gracias también a los revisores Prof. Antonio Pulido Bosch y Dr. José Ángel Sánchez Navarro por sus consejos y aportaciones al trabajo.

Referencias

- Calvache, M.L., Ibáñez, S., Duque, C., Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Rubio, J.C., González, A. y Viseras, C. (2009). *Hydrological Processes*, 23, 1268-1281.
- Custodio Gimena, E. (2001). En: *Hidrología Subterránea* (Custodio, E. y Llamas, R., Eds.). Ed. Omega, Barcelona, 519-521.
- Duque, C. (2009). *Influencia antrópica sobre la hidrogeología del acuífero Motril-Salobreña*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 196 p.
- Erskine, A.D. (1991). *Ground Water*, 29, 556-562.
- Ferris, J.G. (1951). *International Association of Scientific Hydrology*, Publ. 33, 148-155.
- Heredia, J.G., Murillo, J.M., Aróstegui, J.L. Rubio, J.C. y López-Geta, J.A. (2002). En: *Groundwater and Human Development*, 803-812.
- Jacob, C.E. (1950). En: *Engineering Hydraulics* (H. Rouse, Ed.). John Wiley and Sons, Inc., Nueva York, 321-386.
- Madan Kumar, J., Kamii, Y. y Chikamori, K. (2003). *Water Resources Management*, 17, 69-88.
- Roscoe Moss Company (1990). *Handbook of Ground Water Development*. John Wiley and Sons, N.Y. 276-312.
- Todd, D.K. (1980). *Groundwater Hydrology*, John Wiley and Sons, Inc., N.Y., 535 p.