Resultados preliminares de la modelación del flujo de agua subterránea en la cuenca del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe

Franco Trivisonno^{1,2}, Margarita Portapila^{1,2}, Martín Romagnoli^{1,2}, Nahuel Caruso^{1,2} y Javier Heredia³

¹Centro Internacional Franco Argentino de Ciencias de la Información y de Sistemas (CIFASIS-CONICET-UNR)

²Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario (FCEIA-UNR)

³Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

E-mail: trivisonno.franco@gmail.com

RESUMEN: Se utilizó el código en diferencias finitas MODFLOW, del Servicio Geológico de los Estados Unidos, para simular el flujo de agua subterránea en la cuenca baja del río Carcarañá (CBRC), provincia de Santa Fe, en régimen estacionario, con el objeto de evaluar, en una primera aproximación, los parámetros hidrogeológicos y el modelo conceptual del acuífero. El régimen estacionario se representó mediante un régimen transitorio en el que las perturbaciones se definieron constantes en el tiempo. Se prestó especial atención a los valores de recarga al acuífero, los cuales fueron determinados a partir de experiencias previas de aplicación del modelo SWAT para simular la hidrología superficial de la CBRC, dando así un primer paso en la simulación de los procesos de interacción entre flujos de aguas superficiales y subterráneas. Los mejores resultados fueron obtenidos a partir de considerar una variación espacial de la recarga. En una segunda parte del trabajo, se realizó un análisis de sensibilidad ante la variación de la conductividad hidráulica, en base al cual se da indicios de que estableciendo una variación espacial de la conductividad hidráulica podrían ajustarse aún más los niveles freáticos simulados a los observados.

INTRODUCCIÓN

La producción de cultivos extensivos es un aspecto central de la economía de muchos países, especialmente en términos de seguridad alimentaria, debido al incremento esperado de la población mundial; esto hará necesario incrementar considerablemente la producción actual. En estas últimas décadas las tasas de producción agrícolas no han podido mejorar, aún con cambios tecnológicos como la biotecnología, la siembra directa, etc. A este escenario se agrega un aspecto que ha cobrado interés central: el cambio climático. Según las proyecciones (IPCC, 2007) se espera un deterioro de las condiciones para el crecimiento de los cultivos, principalmente por aumento de la temperatura y mayor frecuencia de eventos extremos (golpes de calor y sequías). El aumento de la producción mundial hasta hoy se ha sostenido en gran parte debido a la expansión agrícola en regiones consideradas marginales o frágiles, como en buena parte de Argentina y Brasil, y a la sustitución de cultivos invernales por estivales (estivalización).

En este sentido, la comprensión de los procesos de interacción entre flujos de aguas superficiales y subterráneas permitirá, por un lado, predecir la productividad agrícola en diversos escenarios, y por otro, abordar nuevas estrategias que optimicen el uso de los recursos agua y suelo. Estos procesos han sido objeto de estudio desde 1877, año en que Boussinesq aborda la interacción río-acuífero. Otras investigaciones tempranas incluyen a Theis en 1941 y a Rorabaugh en 1964 (Fleckenstein et al., 2010). En un principio estos procesos de interacción entre flujos superficiales y subterráneos han sido tratados como entidades separadas, cuando en efecto se trata de dos componentes interconectados de un mismo sistema. Por lo tanto, se hace necesario avanzar en la comprensión de los principios básicos de estos procesos de interacción para una gestión integral y eficiente de los recursos hídricos (Winter, 1999; Woessner 2000). Bailey et al. (2016) enumeran un conjunto de finalidades que justifican el entendimiento de la dinámica de dichas interacciones: (1) evaluar el riesgo de contaminación de aguas superficiales por la transferencia de contaminantes (N, P) transportados por el flujo subterráneo; (2) determinar el potencial para la remoción de contaminantes en aguas subterráneas; (3) optimizar el manejo conjunto de aguas superficiales y subterráneas; y (4) evaluar la sensibilidad de los flujos de cauces superficiales y de ecosistemas asociados a cambios del clima, bombeos y alteraciones de los usos del suelo.

Desde el año 2007, el grupo "Dinámica de Fluidos Computacional e Hidroinformática" (http://cifasisconicet.gov.at/grupo3.html) trabaja en el estudio del conocimiento de la dinámica hídrica en la cuenca baja del Río Carcarañá (CBRC) (Díaz Lozada et al., 2014, 2015; Burgués et al., 2014; Maydana et al., 2014; Barchiesi et al., 2013). A partir de 2009 se ha incorporado el modelado numérico de dicha cuenca a través del modelo agro-hidrológico superficial semidistribuido Soil and Water Assessment Tool (SWAT). En Romagnoli et al. (2017) se han publicado resultados de calibración y validación de SWAT, aplicados a la CBRC, utilizando los módulos hidrológicos, de calidad de agua y de producción agrícola. Aunque SWAT tiene su propio módulo de flujo subterráneo, no permite representar un concepto distribuido. De modo que si se quiere modelar el sistema superficial-subterráneo de la CBRC se deberá acoplar SWAT a un modelo de aguas subterráneas que pueda representar eficientemente la tasa, distribución y localización de la recarga hacia el acuífero.

MODFLOW, que es uno de los códigos más populares para la modelación de aguas subterráneas, ha sido desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, McDonald y Harbaugh, 1988; Harbaugh et al., 2000; Harbaugh, 2005), y permite elaborar un modelo en diferencias finitas en 3D, para simular el flujo en la zona saturada. Este modelo numérico, discretiza el medio hidrogeológico en celdas, resuelve el balance de masas basado en la ecuación de Darcy, y simula tanto el régimen estacionario como el transitorio. Los procesos de recarga de acuíferos, percolación en zona no-saturada, evapotranspiración e interacciones río-acuífero, se simulan con MODFLOW mediante las condiciones de contorno correspondientes.

Una importante preocupación en la región pampeana es la cercanía de la napa freática a la superficie, que suele ocasionar anegamientos temporarios. Los efectos positivos para el desarrollo de cultivos que puede llegar a generar y los rangos para que éstos se den están bien documentados, así como también los efectos negativos, además de los problemas físicos de suelo y de ascenso de sales por capilaridad. En la actualidad, una extensa superficie de la región presenta la napa freática a un metro de profundidad o menos, con efectos directos sobre la producción agropecuaria y sobre el manejo de aguas pluviales

en sectores urbanos. Como el drenaje superficial (natural y/o artificial) de los excedentes tiene un alcance limitado en la región (Badano, 2010), cobra una gran importancia el control de la recarga.

Este trabajo se propone un primer paso en la comprensión de la dinámica de ascenso de napas en la región de estudio, así como de los excedentes hídricos generados y sus tiempos de permanencia en superficie en la CBRC, con un abordaje sistémico, donde no sólo se considere la interrelación entre aguas superficiales y subterráneas, sino que también se incluyan las afectaciones producidas por los cambios en el uso del suelo. Se utilizó el código en diferencias finitas MODFLOW, para simular el flujo de agua subterránea en la CBRC, en régimen estacionario, con el objeto de evaluar, en una primera aproximación, los parámetros hidrogeológicos y el modelo conceptual del acuífero. El régimen estacionario se representó mediante un régimen transitorio en el que las perturbaciones se definieron constantes en el tiempo. Se prestó especial atención a los valores de recarga al acuífero, los cuales fueron determinados a partir de experiencias previas de aplicación del modelo SWAT para simular la hidrología superficial de la CBRC, dando así un primer paso en la simulación de los procesos de interacción entre flujos de aguas superficiales y subterráneas.

ÁREA DE ESTUDIO: CUENCA DEL RÍO CARCARAÑÁ EN LA PROVINCIA DE SANTA FE

Cuenca superficial

La cuenca del río Carcarañá abarca una superficie de aproximadamente 50000 km², extendiéndose desde la región centrosureste de la provincia de Córdoba hasta la región sur de la provincia de Santa Fe. El río Carcarañá fluye hacia el este a través de la provincia de Córdoba, tomando su nombre a partir de la confluencia de los ríos Ctalamochita y Chocancharava, para luego girar hacia el noreste y atravesar la provincia de Santa Fe hasta su desembocadura en el río Coronda (brazo del río Paraná) a la altura de la localidad de Puerto Gaboto. El clima se caracteriza como cálido con veranos húmedos e inviernos generalmente templados. La precipitación media anual alcanza 900 mm y la temperatura media anual es de aproximadamente 16 °C (SSRH, 2010; citado en Romagnoli et al., 2017). Dentro de la cuenca viven aproximadamente 1,7 millones de personas. La economía de la región está dominada por actividades agrícolas. La combinación de suelos arables y abundante precipitación crean una de las mejores áreas agrícolas de Argentina (Solbrig, 1996; citado en Romagnoli et al., 2017).

Este trabajo se enfoca en la cuenca inferior del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe. El área de estudio abarca alrededor de 3200 km² (Figura 1a) e incluye 20 localidades (entre las más importantes: Arequito, Cañada de Gómez, Carcarañá, Oliveros, pueblo Andino y Puerto Gaboto) agrupadas en 6 departamentos (Belgrano, Iriondo, San Jerónimo, San Lorenzo y San Martín). En esta área de drenaje, el río tiene 140 km de longitud y la pendiente media de la cuenca es menor al 1% (los valores de elevación están comprendidos entre 130 y 20 m sobre el nivel del mar, Figura 1b). El sistema de drenaje incluye los arroyos Cañada de Gómez y Los Leones, y los canales Serodino y Salto Grande. Debido a que la topografía es plana, se producen caudales excedentes que son drenados artificialmente a través de un sistema de canales abiertos, de los cuales un número importante son clandestinos (Romagnoli et al., 2017).



Figura 1.- (a) Cuenca inferior del río Carcarañá en la provincia de Santa Fe y subcuencas; la estación Pueblo Andino (PA) es la única estación de medición de caudal activa en la cuenca. Carcarañá (CA), Puerto Gaboto (PG) y Ruta 15 (R15) son sitios de monitoreo que proveen características de flujo y calidad. (b) Mapa digital de elevaciones (MDE).

Cuenca subterránea

Desde el punto de vista estratigráfico, se distinguen como las principales unidades superficiales a las Formaciones Paraná, Arenas Puelches y Sedimentos Pampeanos (Figura 2). Entre los acuíferos alojados en la Fm. Pampeano y la Fm. Puelches se presenta una capa de sedimentos de muy baja permeabilidad (descripta como "arcilla" en antecedentes de perforistas), que constituye un acuitardo cuyo espesor y extensión es variable, y con un comportamiento hidráulico tal que permite que en algunas zonas estos dos acuíferos puedan comunicarse entre sí mediante un flujo vertical; no se encuentra información de referencia, ni evidencia de que se haya cuantificado la magnitud de los aportes entre estas dos secciones. Considerando escasos antecedentes en otros sitios de la provincia, y por mediciones que se han realizado en los últimos años al sur de la cuenca, se puede decir que el acuífero libre (Pampeano) es el que recarga al acuífero Puelche. Antecedentes de perforaciones en el sur de la provincia de Santa Fe y noreste de la provincia de Buenos Aires indican que la relación entre conductividades hidráulicas verticales del acuífero libre y el acuitardo son muy grandes (Venencio, 2007).



Figura 2.- Perfil esquemático hidrogeológico regional (extraído de Venencio, 2007).

MATERIALES Y MÉTODOS

Digitalización del dominio en estudio para su modelación con MODFLOW

Para este trabajo, y con el fin de comparar los distintos datos geográficos y crear nuevos mapas, se transformó toda la información geográfica utilizada en coordenadas planas (Gauss-Krüger, Faja 5), y se tomó como marco de referencia el vigente, POSGAR 07. Se utilizó el software Visual MODFLOW 3.1.0 para la confección del modelo. El modelo generado es tridimensional. El plano horizontal (en coordenadas globales, XY), fue rotado 52° hacia el sur, de manera de maximizar la representación del dominio en un mallado regular cuyos ejes ortogonales coinciden con los ejes locales x-y. Este plano xy se discretizó en elementos de 500m x 500m. El eje vertical Z=z, que permanece invariable, no se discretizó. Resultó entonces una sola capa de elementos, delimitados inferiormente por la base del acuífero libre, que se consideró impermeable, y en la parte superior por la superficie del terreno natural.

Modelo digital de terreno y determinación de la cuenca superficial

Para generar la superficie de elevaciones del terreno natural se utilizó el modelo digital de elevaciones (MDE) SRTM1GLV3, de resolución espacial 30m x 30m, con relleno de vacíos y cobertura global (NASA JPL, 2013). Esta información se ingresó al modelo del acuífero, para lo cual se ajustó al mallado de 500m x 500m con Visual MODFLOW. De manera de determinar la extensión de la cuenca superficial y precisar la red hidrográfica de la misma, se efectuó un análisis a través del software QGIS (con GRASS). Como se explicó anteriormente, el modelo de cuenca superficial que se tuvo en cuenta fue el desarrollado por Romagnoli et al. (2017). Entonces, la delimitación de la misma se realizó sólo a los fines de determinar la red hidrográfica, que sí se ingresó al modelo del acuífero. De igual manera, se verificó que la extensión de la cuenca superficial determinada para este trabajo coincide en general con lo establecido por Romagnoli et al. (2017), que utilizaron una versión anterior de MDE (también de la misión SRTM). Se ingresaron al modelo todos los cursos de agua más importantes como condiciones de contorno de tipo "río" (río Carcarañá, arroyos Cañada de Gómez y Los Leones y canales Salto Grande y Serodino) y dos cursos transitorios como condiciones de contorno de tipo "dren" (cañada Arequito y canal San Ricardo). La red hidrográfica ingresada al modelo se presenta en la Figura 4.

Delimitación de los límites de la cuenca subterránea y condiciones de contorno

Las divisorias de la cuenca subterránea se trazaron partir del análisis de dos mapas de isopiezas del acuífero libre (Figura 3), uno construido por Kreimer (1969) a partir de un relevamiento de pozos efectuado entre los meses de junio y diciembre de 1966, y el otro construido por Venencio (2007) a partir de un relevamiento efectuado entre octubre de 2003 y febrero de 2004. Si bien las dos superficies freáticas corresponden a períodos distintos, se observa de su comparación una similitud en su configuración, debido al importante control topográfico sobre las mismas (Venencio, 2007). Puede pensarse que la forma de la superficie freática del acuífero tiende a mantenerse invariable, aún si los niveles freáticos se modifican de acuerdo a la variabilidad climática. Estos límites de la cuenca subterránea se ingresaron al modelo como condiciones de contorno de transferencia de caudal nulo (como si fuera el caso de paredes impermeables delimitando la cuenca).

Entonces, la delimitación de la cuenca subterránea se efectuó trazando la divisoria topográfica de aguas, tomando a estos dos mapas piezométricos como si fueran curvas de nivel de la superficie del terreno natural. El cierre de la cuenca se hizo coincidir con la desembocadura del río Carcarañá en el Coronda, en la localidad de Puerto Gaboto (PG). En sectores donde la información de piezometría es inexistente, se continuó el trazado de las divisorias teniendo en cuenta la forma de la superficie del terreno natural.



Figura 3.- Mapas piezométricos: junio a diciembre de 1966 (en rojo) y octubre de 2003 a febrero de 2004 (en verde).

De manera de restringir el análisis de la cuenca al territorio de la provincia de Santa Fe, se utilizó como condición de contorno al oeste, en coincidencia con el límite interprovincial Córdoba-Santa Fe, a las isopiezas más actuales de nivel +90m (Venencio, 2007) y continuando hasta la intersección de la Ruta Provincial Nº 15 con el río Carcarañá (R15), interpolando linealmente el nivel freático hasta el nivel del río según la misma piezometría (Figura 4). Así se constituyó una condición de contorno de nivel fijo, e invariable en el tiempo (ya que se procedió a simular el régimen estacionario). Una condición de contorno de nivel fijo adicional se estableció en la desembocadura del río Carcarañá en el Coronda, en Puerto Gaboto (PG), a un nivel de +5m.

Definición morfológica de la base impermeable de la cuenca subterránea

En relación a lo expuesto anteriormente (Figura 2), se consideró a la base del acuífero libre (Pampeano) como una frontera impermeable constituida por una capa de arcilla de muy baja permeabilidad de la que hay indicios en casi toda la extensión de la cuenca. Un análisis exhaustivo y ajuste con perforaciones adicionales y perfilajes de la zona de estudio, permitió a Venencio (2007) definir espacialmente la cota estimativa del piso de este primer nivel acuífero (Figura 5). Esta superficie fue ingresada al modelo del acuífero y puede observarse en los cortes transversales de la Figura 4.



Figura 4.- Ubicación de los pozos de observación y condiciones de contorno: en rojo oscuro, nivel fijo; en azul, ríos; en gris, drenes; donde no se indica color, condición de contorno de flujo de caudal nulo. Inferior y lateral: cortes transversales (x100).



Figura 5.- Cota del piso del acuífero libre de la cuenca.

Valores de entrada de recarga (R)

A partir de valores de promedios temporales de recarga por subcuenca (Figura 6), determinados en trabajos anteriores de simulaciones con el modelo SWAT en la CBRC (Romagnoli et al., 2017) para un período de 17 años (1998-2015), se establecieron 7 casos distintos de recarga al acuífero libre (condición de contorno adicional): 5 espacialmente constantes (R1=29mm/a, R2=55mm/a, R3=60mm/a, R4=76mm/a, R5=110mm/a) y 2 espacialmente distribuidos (R6 y R7, Tabla 1).



Figura 6.- Subcuencas del modelo superficial (Romagnoli et al., 2017), superpuestas al dominio del modelo subterráneo.

Subca.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
R6 [mm/a]	61	61	61	61	66	61	61	46	46	74	46	72	46	74	50	50	38	50	66	50	50	50	50	29	50	50	50
R7 [mm/a]	69	61	59	59	66	63	62	45	50	70	44	72	55	76	52	49	38	51	66	54	55	51	57	29	53	44	45

Tabla 1.- Valores de recarga (R) por subcuenca, para los dos casos de variabilidad espacial de la misma (R6 y R7).

Valores de conductividad hidráulica (K)

Los valores de conductividad hidráulica o permeabilidad (K) son parámetros invariables en la cuenca, que dependen del material del acuífero y su disposición a través del dominio. Fresina (2001) da valores de permeabilidad para diversas ubicaciones en la cuenca: San Lorenzo (entre 10,92 y 74,22m/d), Casilda (entre 4,5 y 46,4m/d), Corral de Bustos (4,5m/d). Agrega que la permeabilidad registrada en los sedimentos pampeanos del este de la cuenca es de un valor mayor que la calculada en el oeste. Para este trabajo se definieron dos casos de conductividad hidráulica, siempre asignando un valor espacialmente constante en todo el dominio. Primero, se consideró un valor de 20m/d, para todos los casos de recarga establecidos anteriormente. En una segunda parte, se simuló repetidamente el caso de recarga distribuida R7 para un amplio espectro de valores de conductividad hidráulica (K=1 a 50m/d).

Definición de pozos de observación para la comparación de resultados simulados

Se definieron 11 localizaciones dentro de la cuenca para analizar los resultados de cada una de las simulaciones. Las ubicaciones de los mismos pueden verse en la Figura 4. En la Tabla 2 también se describen otras características del acuífero en tales ubicaciones. En la Tabla 2, hV es el nivel de la superficie freática correspondiente al mapa piezométrico desarrollado por Venencio (2007).

Pozo de observación	X [m]	Y [m]	Zfondo [m]	Zsup. [m]	hV [m]	Subca.	R6 [mm/a]	R7 [mm/a]
Ea. Andino	5414895,50	6382936,90	10,04	33,79	27,10	10	74	70
Ea. La Silesia	5388251,10	6372421,80	24,61	61,59	55,30	11	46	44
Ea. San Jorge	5347976,30	6358023,40	50,90	116,75	107,00	21	50	55
EEA INTA Oliveros	5419627,95	6397458,90	3,81	29,27	18,60	4	61	59
А	5409449,09	6396086,24	4,73	37,61	26,30	5	66	66
Arequito	5372870,00	6338650,00	4,57	96,26	77,50	15	50	52
В	5380920,00	6382040,00	27,66	71,00	70,00	8	46	45
С	5343417,36	6369726,44	49,13	123,21	104,00	21	50	55
D	5390290,00	6353660,00	14,79	63,74	63,50	15	50	52
Е	5353787,70	6327912,78	-2,93	100,00	83,90	22	50	51
F	5366770,00	6357370,00	43,47	117,00	93,00	12	72	72

Tabla 2.- Pozos de observación.

Distintas hipótesis para la simulación estacionaria

Las simulaciones efectuadas, considerando una variedad de combinaciones de recarga y conductividad hidráulica, se resumen en las Tablas 3 y 4. Es conveniente resaltar que se consideró, para la simulación del caso de recarga R7 en la primer parte del trabajo, 2 superficies freáticas "iniciales" (hi): 1 superficie horizontal uniforme (h=140m), y la superficie freática correspondiente al mapa piezométrico desarrollado por Venencio (2017), denominada para este trabajo hV.

Tabla 3.- Detalle de simulaciones efectuadas (primer parte).

R	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R	R 7
K [m/d]	20	20	20	20	20	20	2	20
hi [m]	140	140	140	140	140	140	140	hV

Tabla 4.- Detalle de simulaciones efectuadas (segunda parte).

R		R7										
K [m/d]	1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	
hi [m]		140										

RESULTADOS NUMÉRICOS

Con las hipótesis mencionadas en el punto anterior, se ejecutó el código MODFLOW en régimen transitorio, pero definiendo las perturbaciones constantes en el tiempo, representando así el régimen estacionario. Se consideró un período de 200 años.

Variación de recarga (niveles temporales)

En primer lugar se presentan, para el caso de recarga distribuida R7 y K=20m/d, los niveles temporales simulados en cada uno de los 11 puntos de observación, para los dos casos distintos de superficie freática "inicial" mencionados anteriormente: hi=hV (Figura 7a) y hi=140m (Figura 7b). Se puede observar que en ambos casos se llegan a los mismos niveles freáticos

al final de la simulación, justificando de esta manera la utilización de la condición inicial hi constante para el resto de las simulaciones, con el propósito de ahorrar el tiempo de cálculo que insume la interpolación de la superficie variable. Resulta importante señalar que, con el coeficiente de almacenamiento adoptado, el tiempo simulado necesario para alcanzar un régimen estacionario es menor a 20 años, variando ligeramente según la ubicación de cada pozo de observación.



Figura 7.- Evolución de niveles para R7 (variable) con K=20m/d: hi=hV (a); hi=140m (b).

Seguidamente se representan los residuos de los niveles simulados en contraste con los observados, para cada uno de los 11 puntos de observación al final del período de simulación (habiendo llegado al régimen estacionario), y considerando todos los casos de recarga presentados anteriormente: valor espacialmente constante R1=29mm/a (Figura 8a); valor espacialmente constante R2=55mm/a (Figura 8b); valor espacialmente constante R3=55mm/a (Figura 9a); valor espacialmente constante R4=76mm/a (Figura 9b); valor espacialmente constante R5=110mm/a (Figura 10); recarga espacialmente distribuida en cuatro grandes zonas, R6, con valores entre 29 y 74 mm/a (Figura 11a); y recarga espacialmente distribuida por cada subcuenca, R7, con valores entre 29 y 76 mm/a (Figura 11b). En todos estos casos se consideró un valor del coeficiente de almacenamiento constante, un valor de conductividad hidráulica espacialmente constante K=20m/d, y como condición inicial para la superficie freática, un nivel espacialmente constante hi=140m. Del análisis de dichas figuras se verifica que: para los casos de recarga uniforme (R1 a R5), los niveles simulados se ajustan más a los observados conforme el valor de recarga se acerca a un valor intermedio correspondiente al promedio espacial del caso distribuido (R3). Luego, se evidencia un mayor ajuste al considerar recargas distribuidas, obteniéndose los mejores resultados para R7 que para R6. Por otra parte, en los casos de recargas espacialmente variables, R6 y R7, los niveles finales registrados para cada pozo de observación generaron un espectro de niveles más grande que los correspondientes a los casos de recargas espacialmente constantes, R1 a R5. Asimismo, el espectro de niveles finales generado para el caso de recarga espacialmente variable con un valor por subcuenca, R7, fue más grande que el correspondiente al caso de recarga espacialmente variable zonificada, R6. Como se indicó anteriormente, en los casos simulados se impuso como condición "inicial" una superficie freática uniforme hi=140m.



Figura 8.- Residuos de niveles simulados, para (a) R1=29mm/a (uniforme) y (b) R2=55mm/a (uniforme).



Figura 9.- Residuos de niveles simulados, para (a) R3=60mm/a (uniforme) y (b) R4=76mm/a (uniforme).



Figura 10.- Residuos de niveles simulados, para R5=110mm/a (uniforme).



Figura 11.- Residuos de niveles simulados, para (a) R6 (zonificada) y (b) R7 (distribuida).

Se efectuó el análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica en los niveles freáticos simulados, para el caso de recarga R7 e ingresando como condición "inicial" el nivel freático uniforme hi=140m. En las Figuras 12 a 14 se presentan los niveles freáticos simulados en tres pozos de observación (Ea. Andino, PO Arequito y Ea. San Jorge), con la variación del nivel alcanzado al final de la simulación a los 200 años al aumentar K (izquierda), y la variación temporal completa de los niveles con cada uno de los K simulados, incluyendo el valor de nivel freático observado (hi) para cada pozo analizado (derecha).



Figura 12.- Pozo de observación Ea. Andino.

Con estos resultados, se intentó definir el valor de conductividad hidráulica para el cual encada pozo de observación se llega a los niveles freáticos observados (Venencio, 2007). Lo que puede observarse en las Figuras 12 a 14 es que en estos 3 pozos de observación presentados se llegó a 3 valores distintos de K. En el caso de la Figura 12 (pozo de observación Ea. Andino), el valor de K para el cual se llegó a un nivel freático más cercano al observado (hi) se situó entre 15 y 20m/d. Para el pozo de observación de Arequito (Figura 13), el valor K=10m/d brindó el nivel freático más cercano al observado (hi). Finalmente,

en el caso del pozo de observación de Ea. San Jorge (Figura 14), se observó un valor de K=5m/d llega a reproducir los niveles más cercanos al observado (hi).



Figura 13.- Pozo de observación Arequito.



Figura 14.- Pozo de observación Ea. San Jorge.

CONCLUSIONES

Se efectuaron simulaciones con niveles "iniciales" horizontales e ingresando también la superficie freática observada, hV, para distintos casos de recarga (espacialmente constante: R1 a R5; y variable: R6 y R7) y con distintos valores de conductividad hidráulica (pero en cada caso constante espacialmente), con el objeto de simular el régimen estacionario del acuífero freático (Pampeano) en la CBRC. Se observó que ingresando un valor espacialmente constante de nivel freático "inicial" para todo el acuífero se llega a los mismos resultados del régimen estacionario que ingresando la superficie freática observada, hV (Venencio, 2007). De esta manera, se puede prescindir de ingresar la superficie freática observada, lo cual implica un preproceso de la información que involucra una demanda mayor de tiempo y trabajo. Es importante resaltar la

ventaja de haber establecido una variación espacial de la recarga, lo que nos permitió obtener mejores resultados en cuanto a los niveles simulados. Esto se pudo lograr debido a que se cuenta con el modelo hidrológico superficial SWAT para la cuenca en estudio, calibrado y validado. Por último, y a partir de lo insinuado en la segunda parte del análisis de los resultados, se observó que variando espacialmente el valor de la conductividad hidráulica se podrían ajustar los niveles freáticos simulados a los observados. En una instancia posterior de este trabajo, se efectuará una variación espacial de los valores de K, asignando un valor independiente para cada subcuenca. Estos valores serán ajustados siguiendo el mismo procedimiento que se explicó anteriormente, efectuando simulaciones con variación de K y determinando qué valor de K para cada subcuenca se asocia a un nivel freático más cercano al observado.

REFERENCIAS

- Badano, N., 2010. Modelación hidrológica integrada en Grandes Cuencas de Baja Pendiente con Énfasis en la Evaluación de Inundaciones. Tesis de graduación. Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires.
- Bailey, R.T., Wible, T.C., Arabi, M., Records, R.M., Ditty, J., 2016. Assessing regional-scale spatio-temporal patterns of groundwater-surface water interactions using a coupled SWAT-MODFLOW model. Hydrol. Process., 30: 4420-4433. doi: 10.1002/hyp.10933.
- Barchiesi, G.M., Díaz Lozada, J.M., Caminal, F., Herrero, H., García, C.M., Cossavella, A., Castello, E., Romagnoli, M., Portapila, M., 2013. *Cuantificación y caracterización del escurrimiento en la cuenca del río Carcarañá*. Sexto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos. Santa Fe, Argentina. 6-8 de noviembre.
- Burgués, M., Romagnoli, M., Portapila, M., Saavedra, I., 2014, Análisis de sensibilidad de parámetros de calibración de SWAT vinculados al uso de fertilizantes en la sub-cuenca del Arroyo Cañada de Gómez, Santa Fe. 2º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, FICH, UNL. Santa Fe, Argentina. 23-26 de septiembre.
- Díaz Lozada, J.M., Barchiesi, G.M., Herrero, H., García, C.M., Castello, E., Romagnoli, M., Portapila, M., 2014. *Cuantificación del escurrimiento superficial de la cuenca del Río Carcarañá.* 2º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, FICH, UNL. Santa Fe, Argentina. 23-26 de septiembre.
- Díaz Lozada, J.M., García, C.M., Herrero, H., Barchiesi, G.M., Romagnoli, M., Portapila, M., López, F., Castelló, E., Cosavella, A., Brarda, J.P., 2015. *Cuantificación del escurrimiento superficial de la cuenca del Río Carcarañá*. Revista Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Vol. 2, N° 1, pp. 59-72, ISSN: 2362-2539, marzo de 2015.
- Fleckenstein, J.H., Krause, S., Hannah, D.M., Boano, F., 2010. Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. Advances in Water Resources 33: 1291-1295.
- Fresina, M.E., 2001. Comportamiento hidrogeológico-hidroquímico del acuífero pampeano en la Cuenca inferior del Río Carcaraña, Provincia de Santa Fe. Tesis doctoral, Doctorado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3488_Fresina.pdf
- NASA JPL, 2013. NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi: 10.5067/MEaSUREs/SRTM/SRTMGL1.003
- Harbaugh, A.W., 2005. *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey modular ground-water model.* The Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, variously p.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Maydana, G., Escobar, H., Burgués, M., Romagnoli, M., Portapila, M., 2014. *Mirada satelital, cambios en el uso del suelo. Caso de estudio: Cuenca baja del Río Carcarañá.* 2º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, FICH, UNL. Santa Fe, Argentina. 23-26 de septiembre.
- McDonald, M.G. & Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Book 6, Chapter A1, 586 p.

- Romagnoli, M., Portapila, M., Rigalli, A., Maydana, G., Burgués, M., García, C.M., 2017. Assessment of the SWAT model to simulate a watershed with limited available data in the Pampas region, Argentina. Science of The Total Environment, Volumes 596-597, October 15, 2017, Pages 437-450, ISSN 0048-9697, https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.041.
- Venencio, M., 2007. La recarga natural al acuífero libre y su vinculación con la variabilidad climática regional. Tesis doctoral. Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Nacional de Córdoba, 211 pp.
- Winter, T.C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeol. J., 1999; 7:28-45.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1999. *Ground water and surface water, a single resource*. US Geological Survey, Circular 1139, Denver, CO; 999.79 pp.
- Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydrogeologic thought. Ground Water, 2000; 38:423-9.