

Modelo de flujo en un acuífero volcánico: el Acuífero de la Aldea (Gran Canaria)

T. Cruz⁽¹⁾, J. Heredia⁽²⁾ y M. C. Cabrera⁽¹⁾

(1) Departamento de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria. España.
tcruz@becarios.ulpgc.es; mcabrera@dfis.ulpgc.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, c/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid
j.heredia@igme.es

RESUMEN

Se ha llevado a cabo un modelo de flujo de aguas subterráneas en la desembocadura del Barranco de La Aldea (Gran Canaria). El área fue discretizada tridimensionalmente en celdas de 50x50 m considerando 3 capas. La capa superior está constituida por materiales sedimentarios y volcánicos (aluvial, derrubios de ladera y basaltos alterados) y las capas intermedia e inferior por basaltos. Se ha realizado un modelo en régimen estacionario simulando el año hidrológico medio 1991/92 y transitorio para el período de 1991/92-1998/99. Los límites norte, sur y este se han definido como bordes impermeables, la línea de costa se ha definido como nivel constante y la cabecera del barranco se ha simulado mediante un tramo de caudal prefijado representando el aporte de la cuenca alta del barranco. Las entradas en la zona son: recarga por lluvia, retornos de riego, pérdidas en la red de abastecimiento, cabecera del barranco principal y desde la zona de intra-caldera. Las salidas son: bombeos y descarga al mar. El borde inferior se define por el flujo nulo en el contacto entre los basaltos alterados y sin alterar. En el cauce de los barrancos se ha impuesto una condición de dren y las extracciones se han localizado según los datos obtenidos de las captaciones de la zona. Los parámetros resultantes de la calibración del modelo, en particular, la transmisividad, son del mismo orden que los obtenidos en estudios previos modelo. Por otro lado, los niveles calculados y observados presentan un buen ajuste y el balance hídrico resulta consistente.

Palabras clave: acuífero volcánico, balance hídrico, Gran Canaria, modelo hidrogeológico

Flow model in a volcanic aquifer: La Aldea Aquifer (Gran Canaria)

ABSTRACT

A groundwater flow model in La Aldea ravine lower part (Gran Canaria) has been developed. The zone has been tridimensionally discretized as cells of 50 x 50 m considering 3 layers. The superficial layer is formed by sedimentary and volcanic materials (Alluvial, screes and altered basalts) and the intermediate and lower layers are basalts. The model has been developed in stationary state for the average hydrologic year 1991/92 and in transitory state for the period of 1991/92-1998/99. The North, South and East limits have been defined as null flow boundary conditions, the coast line has been defined as constant level and the ravine bed at the east has been defined as a constant flow, representing the contribution from the upper ravine basin. Recharge is a result of rainfall, irrigation returns, supply network leaks and inflow from the intra-caldera zone. Discharge takes place by pumping wells and flows towards the sea. The bottom surface is defined as a null flow condition in the limit between altered and unaltered basalts. A drain condition has been imposed in the ravine and the pumping wells extraction has been located. The simulation results indicate that the transmissivities obtained in previous works present the same order of magnitude than the obtained in the model and the calculated levels are in good agreement with the observed levels measurements.

Key words: Gran Canaria, hydrogeologic model, volcanic aquifer, water balance

Introducción

La modelación hidrogeológica constituye una herramienta potente tanto para la investigación de sistemas hidrogeológicos, como para diseñar una gestión hídrica sostenible de los mismos. Sin embargo, para abordar la modelación de un sistema hidrogeológico se debe contar con un modelo conceptual y una cantidad de información que permitan desarrollar la representación numérica de forma consistente. Los

acuíferos volcánicos no constituyen una excepción a esta premisa, si bien sus características particulares, como heterogeneidad y anisotropía marcadas, un nivel de saturación regional no siempre reconocible a pequeña escala y variaciones laterales en los parámetros hidráulicos no predecibles, pueden hacer la labor de modelado especialmente difícil.

En Canarias se han desarrollado diversos modelos hidrogeológicos de flujo a escala insular en Gran Canaria y Tenerife. Sin embargo, hasta fecha reciente

no se había abordado la modelación en detalle de una zona concreta (IGME, 2006). En este sentido, la zona de estudio ha sido objeto de varios proyectos específicos desde 1992 a la actualidad que han dado lugar a un gran número de datos hidrogeológicos, por lo que se planteó la conveniencia de elaborar un modelo de flujo para integrar la información existente. Así, el objetivo del presente trabajo fue desarrollar un modelo numérico de flujo del sistema hidrogeológico de la cuenca baja del Barranco de La Aldea, situado al oeste de la isla de Gran Canaria. El modelo intenta una representación de detalle del acuífero aluvial y de los Basaltos Miocenos suprayacentes, donde se concentra la explotación subterránea en la cuenca, con más de 370 pozos excavados.

El Archipiélago Canario está formado por un conjunto de islas de origen volcánico situadas en el sector noreste del Atlántico Central a 100 km de la costa africana (figura 1). El clima de las islas es de tipo oceánico subtropical seco con temperaturas suaves en todas las estaciones. La isla de Gran Canaria tiene una superficie de 1.532 km² y un perímetro de unos 225 km. Presenta una morfología cónica, con una base aproximadamente circular (49 x 48 km de eje), y una altura máxima de 1.949 m situada en el centro de

la isla. La orografía de la isla es irregular y las cotas aumentan desde la costa hacia el centro, desde donde se forman una serie de barrancos radiales, más o menos encajados y abruptos que desembocan en el mar. En estos barrancos no existen cursos de agua permanentes, aunque pueden producirse avenidas de cierta importancia durante episodios de lluvias torrenciales. Las precipitaciones varían con la altitud desde 700 mm/año en la cumbre hasta 150 mm/año en la costa. La mayoría de las lluvias se concentran entre noviembre y marzo, siendo los meses de enero y diciembre los más lluviosos. La pluviometría de la zona de estudio viene generalmente ligada a la existencia de temporales sur-suroeste, durante los cuales es usual que el barranco recoja la escorrentía superficial y la descargue al mar.

El barranco que drena la mayor cuenca de la isla (180 km²) es el barranco de Tejeda-La Aldea, que parte del centro de la isla y drena hacia el oeste. La zona de estudio se asienta en la desembocadura de este barranco (figura 1), presenta un fondo plano rodeado de fuertes escarpes con una extensión de unos 44 km² en los que se pasa del nivel del mar a cotas de 1415 m de altitud.

El valle de La Aldea está dedicado a la agricultura

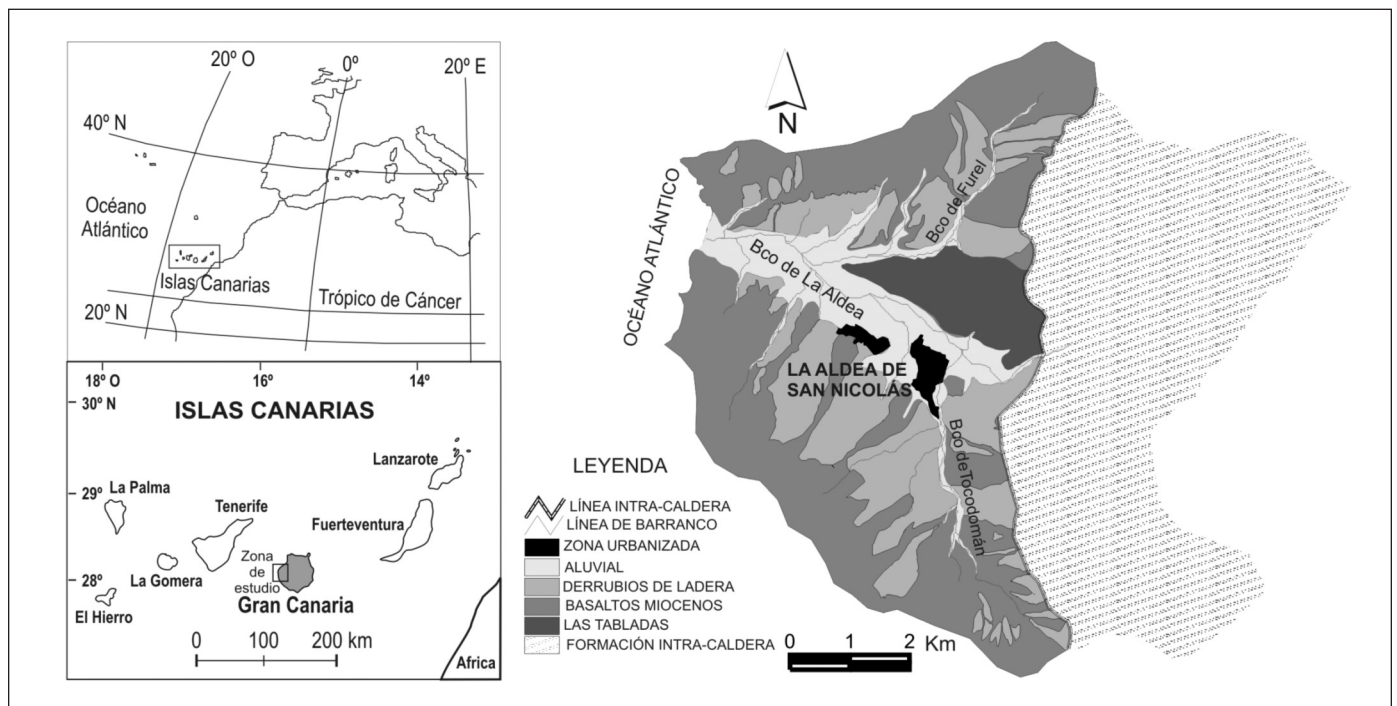


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. Límites de la zona de estudio y distribución espacial de los dominios hidrogeológicos definidos en la zona

Figure 1. Location map of the study area. Limits of the study area and spatial distribution of hydrogeological domains defined in the study area

intensiva con una superficie media de cultivo de unas 645 ha, aproximadamente, en los últimos 15 años (Comunicación oral, Cons. de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación del Gobierno de Canarias, 2006) y un consumo agrícola de 6.5 hm³/año. La superficie de cultivo en 1992 es de 950 ha y ha ido disminuyendo paulatinamente hasta estabilizarse en aproximadamente 550 ha a partir de 1996. Este hecho ha afectando a la recarga por retornos de riegos. El cultivo predominante es el tomate, que supedita el riego y los bombeos a la época de *zafra* (desde agosto hasta mayo), aunque también se cultivan papas, cítricos, hortalizas y otros frutales tropicales. El suministro de agua en la zona está cubierto principalmente por aguas superficiales, mediante tres presas situadas aguas arriba en el barranco de La Aldea. Sin embargo, la vulnerabilidad del sistema en épocas de sequía es grande y es, en esos momentos, cuando las aguas subterráneas adquieren mayor protagonismo (Muñoz *et al.*, 2002).

Marco Geológico

La isla de Gran Canaria tiene una evolución geológica típica de una isla oceánica de punto caliente, que se ha formado mediante la sucesiva emisión de materiales volcánicos a partir del fondo oceánico. Después de una etapa previa de crecimiento submarino, el vulcanismo subaéreo puede dividirse en una primera etapa Juvenil (que incluye un vulcanismo en escudo, el desarrollo de una caldera y un resurgimiento post-caldera) y una etapa Post-Erosiva, separadas entre sí por un amplio período (≈ 3 Ma.) de escasa a nula actividad volcánica (Carracedo *et al.*, 2002).

En este marco, la zona de estudio presenta materiales que pertenecen fundamentalmente a la etapa de vulcanismo en escudo. De muro a techo, afloran Basaltos Miocenos pertenecientes a las formaciones basálticas establecidas en la isla: tramo inferior, tramo medio y tramo superior. Se trata de potentes apilamientos lávicos subhorizontales (buzamientos hacia el mar menores a 15°) cuya base se desconoce. Se localizan en toda la superficie de estudio y se caracterizan por el apilamiento de coladas de potencia media entre 2 y 4 m de tipo "pahoehoe" y "aa" de composición basáltica con olivinos y clinopiroxenos. También se encuentran coladas de basaltos plagioclásicos y algunos depósitos piroclásticos intercalados en las coladas (Barrera y Gómez, 1990). El Grupo Sáfico está representado por materiales extra e intracaldera, en cuya base destacan unos depósitos hidrotermales denominados *Azulejos*.

Modelo Hidrogeológico Conceptual

El acuífero de La Aldea está conformado por dos unidades geológicas principales: una unidad volcánica y una unidad sedimentaria, que han sido consideradas como unidades hidrogeológicas. Estas unidades se subdividieron en dominios hidrogeológicos (figura 1). La unidad sedimentaria está constituida por los materiales aluviales del barranco principal de La Aldea y los secundarios de Tocodomán y Furel, con un espesor máximo de 30 metros para el aluvial principal. También forman parte de la unidad sedimentaria los depósitos de deslizamientos gravitacionales o derrubios de ladera que están constituidos por material detrítico y cantos de traquitas-fonolitas, ignimbritas y en menor medida, basaltos. Sus potencias son variables y se ubican principalmente en la ladera sur del barranco de La Aldea. Debajo de la unidad sedimentaria se localiza la unidad volcánica formada por Basaltos Miocenos que ocupa toda la superficie de la zona de estudio, con una permeabilidad mucho menor que la de los materiales aluviales y un espesor desconocido. Existe en la zona un relieve residual denominado Las Tabladas (situado al este de la zona de estudio entre los barrancos del Furel y el principal) que tiene como base los Basaltos Miocenos, cuya geología es compleja. El límite este de la zona de estudio está definido por la existencia de una caldera volcánica (Caldera de Tejeda), rellena por materiales de la Formación Intra-caldera del Grupo Sáfico.

Según datos de ensayos de bombeo, los materiales aluviales presentan una conductividad hidráulica entre 26 y 85 m/d, valor más alto que el de los basaltos que es de 0.03 m/d (Muñoz, 2005). La anisotropía (k_h/k_v) usada en el modelo para las capas conformadas únicamente de material basáltico es de 100 (INTECSA, 1981) siendo este el único dato localizado en la bibliografía de la zona de estudio para este material, y no hay datos para el aluvial en la bibliografía de la zona, aunque se supone menor que la de los basaltos.

Según evidencia la piezometría, el agua se mueve fundamentalmente a través de los materiales aluviales existiendo un flujo preferente a lo largo del barranco principal de La Aldea desde el este al oeste. En el barranco de Tocodomán el flujo tiene lugar de sur a norte y en las laderas del barranco de La Aldea el flujo va desde los Basaltos Miocenos a los materiales aluviales del lecho del barranco. El contacto con el límite este de la zona, exceptuando el lecho del barranco, ha sido considerado impermeable en la bibliografía, debido a la existencia del borde de la Caldera de Tejeda (Muñoz, 2005). Sin embargo el presente trabajo aborda y discute el papel que tiene este borde en el funcionamiento del acuífero.

Las entradas de agua al acuífero están constituidas por la recarga a partir del agua de lluvia (≈ 1 hm³/año), la entrada de agua por la cabecera del barranco (≈ 0.75 hm³/año), los retornos de riego (≈ 2 hm³/año), las pérdidas de la red de abastecimiento (≈ 0.07 hm³/año) y la infiltración en la escorrentía (≈ 0.12 hm³/año). Las principales entradas son la recarga por lluvia y los retornos de riego. Las salidas del acuífero son la descarga al mar (≈ 2.8 hm³/año) y las extracciones por bombeo (≈ 3 hm³/año) para riego y en menor medida para abastecimiento urbano. El balance hídrico se ha calculado para el período 1992-99 y son valores medios anuales.

Descripción del Modelo

El modelo ha sido realizado utilizando el código de simulación Modflow (MacDonald. y Harbaugh, 1988) desarrollado por U.S. Geological Survey, compilado en la adaptación comercial de Waterloo Hydrogeologic Inc., Visual Modflow (Waterloo Hydrogeologic, 2005). El Visual Modflow permite modelar, en tres dimensiones, los problemas de flujo y transporte en aguas subterráneas por el método de las diferencias finitas.

Para la discretización se utilizó como soporte un Modelo Digital del Terreno resultante de interpolar mediante krigin ordinario las coordenadas XYZ obtenidas sobre la base de la cartografía 1:5000 (GRAF-CAN, 1998) con una malla de 25 x 25 m. Para ello se utilizó el programa Surfer v.8. Las cotas más elevadas aparecen en los bordes norte y sur de la zona de estudio llegando a alcanzar los 1415 m y van descendiendo hasta la cota 0 m en la costa.

La discretización horizontal de la zona de estudio se ha realizado mediante una malla constituida por celdas rectangulares, orientadas en el sentido principal del flujo de las aguas subterráneas. Modflow trabaja con una interpolación centrada en cada bloque o celda y para que cada celda únicamente tuviera un punto de observación la discretización horizontal fue refinada en la zona del aluvial principal, donde se sitúa la mayor densidad de piezómetros. Por otro lado, la orografía de la zona con sus grandes pendientes en los bordes norte y sur que induce un alto gradiente hidráulico obligó, igualmente, a refinar la discretización en esa zona. Por todo ello, se optó por una discretización homogénea de 50 x 50 m sin ningún refinamiento sectorial. La figura 2.A muestra la alineación de los vértices del modelo, aunque no se han representado las celdas debido a que su pequeño tamaño impide que puedan ser visualizadas a esta escala.

El cálculo de la base del acuífero se ha realizado a partir de los datos del sondeo 0090BSI, situado en la zona de costa del aluvial. El límite se localizó a 163 m de profundidad (cota -143 m.s.n.m.), donde se identificó el contacto entre basaltos alterados y sin alterar. Según el mapa geológico de la zona (Barrera y Gómez, 1990), la pendiente de los Basaltos Miocenos en la zona de estudio oscila entre 3° y 5°. La base del acuífero se estimó a partir de estos datos, realizando el modelo digital de la superficie que constituye esta base mediante el programa Surfer v8.0. La superficie resultante varía entre las cotas de -143 m en la costa y los 350 m al este de la zona de estudio.

La discretización vertical en tres capas se realizó inicialmente procurando atender de la forma más fidedigna a consideraciones geológicas. Así, al definir el espesor de la capa superior, conformada por el Aluvial, Las Tabladas, los derrubios de ladera y los Basaltos más alterados, se tuvo en cuenta las columnas geológicas de algunos pozos, los datos de sísmica en la zona de los basaltos y los descensos máximos medidos en los pozos de observación situados en la zona de estudio. Sin embargo, las grandes pendientes topográficas en los límites norte y sur del dominio del modelo contribuían a problemas de estabilidad numérica debido a los fuertes gradientes existentes entre celdas contiguas. Asimismo, estos grandes gradientes piezométricos inducían al secado de un número suficiente de celdas que impedían la resolución del sistema de ecuaciones. Ambas dificultades se solventaron con una discretización espacial adecuada. Esta discretización espacial se caracteriza por una partición vertical homogénea para las tres capas, correspondiendo un espesor de 1/3 del espesor total a cada una de las celdas (figura 2.B). Esta partición final supone que la capa 1 estaría formada por el Aluvial, Las Tabladas, los derrubios de ladera, los Basaltos Miocenos muy alterados y los Basaltos Miocenos alterados infrayacentes inmediatos a estas litologías, y su espesor variaría desde los 50 m en la zona del aluvial (de los cuales como máximo 30 m son de aluvial) y los 550 m en las zonas montañosas. Las capas 2 y 3 estarían conformadas por los Basaltos Miocenos alterados. Y si bien, con esta discretización continúan secándose algunas celdas en las zonas montañosas, se desconoce si las mismas debieran estar secas o no debido a la falta de información piezométrica en este sector.

Para la modelación del régimen estacionario se ha considerado el año hidrológico 1991/92, introduciendo los datos medios anuales de recarga y explotación y los datos de nivel obtenidos en la campaña piezométrica realizada en junio de 1992. El modelo en régimen transitorio comprende el período 1991/92 –

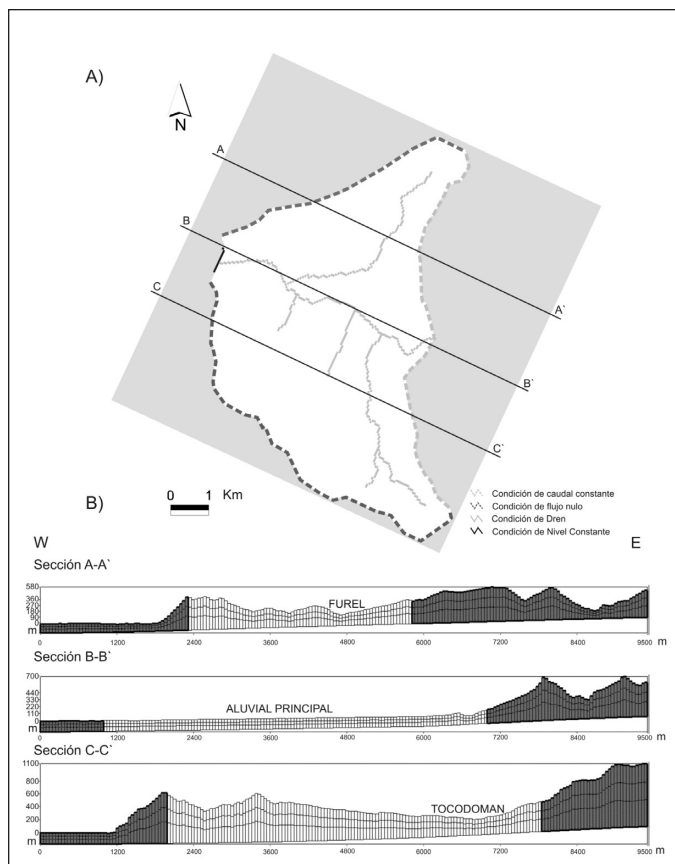


Figura 2. A) Condiciones de contorno y B) discretización tridimensional del modelo de flujo

Figure 2. A) Boundary conditions and B) tridimensional discretization of the groundwater flow model

1998/99 (2880 días). El período de simulación está dividido en periodos de estrés, durante los cuales todas las perturbaciones que sufre el sistema permanecen constantes. En el modelo en régimen transitorio, los datos se han definido temporalmente en intervalos mensuales. Esto ha supuesto 96 periodos de estrés de 30 días. Los datos de explotación se han calculado a partir de los diferentes inventarios de puntos de agua de la zona. Asimismo, se han extrapolado las series de datos de los puntos en que dispone de información a otros puntos en los que se desconoce sus extracciones. Para realizar la extrapolación, se han tenido en cuenta las características de los pozos, el uso de agua y el tipo de cultivo que abastece, así como la calidad de los datos disponibles.

Los puntos de observación usados para el ajuste y calibración del modelo se han obtenido de la base de datos de La Aldea. Se han seleccionado aquellos pozos con nivel estático en los meses de junio y julio

de 1992 para el estacionario, obteniéndose 197 puntos de observación, y los que tienen más de 3 datos de nivel estático desde 1992 a 1999 para el modelo transitorio, obteniéndose 32 puntos de observación (figura 3). La extensión de las series piezométricas de los puntos de observación difieren notablemente entre sí, la serie más extensa posee 11 datos distribuidos en los 7 años de estudio, con intervalos de medidas irregulares. Por tanto, el número total de datos usados para la calibración en régimen transitorio es de 173. Los pozos de observación para el modelo en régimen estacionario están distribuidos en toda el área y aunque el mayor número se localiza en el aluvial principal y en Tocodomán, también se han seleccionado puntos en los basaltos y los derrubios de ladera (figura 3). Esta distribución de la información piezométrica le confiere consistencia a la calibración de las permeabilidades de todas las unidades hidrogeológicas. Sin embargo, para el modelo en régimen transitorio, los pozos de observación se localizan únicamente en el aluvial principal y en Tocodomán, esta distribución de la información piezométrica no permite una calibración consistente de los parámetros hidrogeológicos de los derrubios de ladera y los aluviales de los barrancos secundarios menores (figura 3). Ello se hizo evidente en el análisis de sensibilidad correspondiente.

Condiciones iniciales y de contorno

La superficie piezométrica de partida adoptada para la simulación en régimen estacionario ha sido una piezometría paralela a la topografía situada 5 m debajo de ésta. Para el régimen transitorio se optó por poner una condición inicial obtenida a partir del modelo en régimen estacionario en el que se simuló el año medio hidrológico 1991/92.

Las condiciones de contorno impuestas al modelo se exponen en la figura 2.A. Los límites norte y sur del dominio modelado son bordes impermeables que representan la divisoria de aguas subterránea, que se hace coincidir con la divisoria superficial, la cual se asume que viene dada por las cotas máximas de las cadenas montañosas existentes. El límite oeste está constituido por la línea de costa, por lo que se impuso una condición de contorno de nivel prefijado adoptándose en la celdas de la capa superior un nivel constante de 0 m.s.n.m. Por último, en el límite este se ha impuesto una condición de caudal prefijado tanto en la cabecera del barranco, como en el contacto entre la intra-caldera y el dominio modelado, ambos evaluados por la Ley de Darcy. En los estudios realizados hasta el presente trabajo, este borde siem-

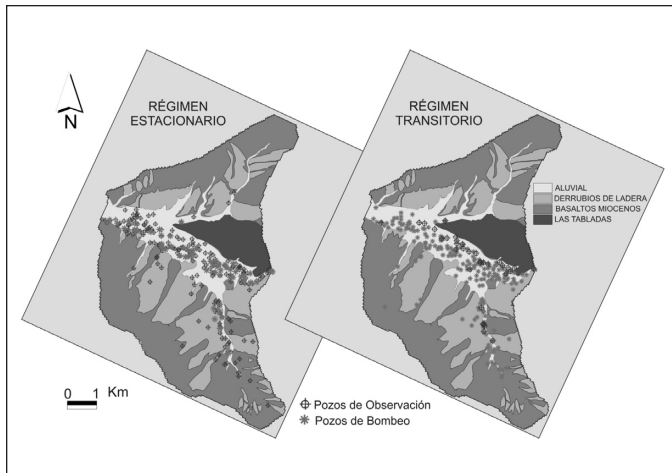


Figura 3. Mapa de localización de los puntos de observación y pozos de bombeo en el modelo de flujo en régimen estacionario y transitorio

Figure 3. Location map of observation and pumping wells of the steady and transit state model flow

pre se había considerado impermeable (Muñoz, 2005) pero la existencia de un caudal de entrada desde la zona de intra-caldera es una hipótesis plausible que mejora la calibración del sistema. La base del acuífero se consideró. Las condiciones de contorno en los límites se asumieron como invariables en el tiempo.

Los datos recogidos indican que cuando hay en la zona períodos de lluvia muy prolongados, el barranco corre y vierte agua al mar, aún después de la construcción de las presas aguas arriba. Para representar este proceso se ha puesto una condición de contorno de dren para la red hidrográfica formada el barranco principal y los secundarios de Tocodomán y Furel (figura 2.A).

Calibración del modelo en régimen estacionario

El sistema se calibró en régimen estacionario para un mejor conocimiento de las características hidrogeológicas del terreno y disponer de una piezometría inicial para el modelo en régimen transitorio. Los parámetros calibrados fueron las conductividades hidráulicas.

La calibración es sin duda la etapa más crítica del proceso de modelación, debido tanto a los diferentes objetivos que puede tener un modelo, como a los diferentes escenarios en que esta puede desarrollarse. La bondad de la calibración se evaluó mediante distintos estadísticos sobre el conjunto de residuos de niveles (esto es la diferencia entre los niveles cal-

culados y observados) y la consistencia del balance hídrico del sistema.

El ajuste de los niveles observados y los calculados para la calibración del modelo se expone en la figura 4.A. El número de puntos empleados para la calibración es de 197. El coeficiente de correlación es prácticamente 1. La desviación estándar, una medida de la dispersión de los valores calculados con relación a los valores observados, es 3 m, este valor se puede considerar satisfactorio teniendo en cuenta el rango de los niveles. El residuo máximo, punto que presenta mayor diferencia entre el valor estimado y el observado, es 10.5 m y se localiza en un barranco secundario del barranco de Tocodomán. Como es de esperar, los mayores niveles calculados se observan en los pozos localizados en los barrancos secundarios del Furel y Tocodomán. En la zona del aluvial principal los niveles se sitúan entre 0 y 100 m.s.n.m. Los mayores errores se localizan en los pozos ubicados en las zonas de contacto entre dos conductividades hidráulicas diferentes, en Tocodomán y donde se abre la cabecera del aluvial principal. En ésta última zona, los residuos de niveles parecían sugerir la existencia de una barrera de baja permeabilidad dado que los niveles observados eran superiores a los calculados. Debido a ello se llevó a cabo una campaña de geofísica, consistente en varios perfiles de SEV (Sondeos Eléctricos Verticales), en la que no se apreció la posible barrera, ni se identificó ninguna otra particularidad del sistema que justificase la creación de una nueva zona de permeabilidad en este sector.

El balance hídrico obtenido indica que las entradas de agua al sistema se producen por la recarga, que aporta 3.32 hm³/a, y por la cabecera del aluvial principal con 0.73 hm³/a, siendo las entradas totales son 4.05 hm³/a. Las salidas al mar de aguas subterráneas son de 1.21 hm³/a y por los pozos sale 2.8 hm³/a, por lo que las salidas totales son 4.01 hm³/a. El balance hídrico se ajusta a los resultados mostrados en el modelo conceptual dando consistencia al modelo.

La recarga procedente de la zona de intra-caldera estaba considerada inexistente (Muñoz, 2005), pero el modelo evidenció que si se consideraba una cierta recarga desde la intra-caldera, hipótesis plausible desde el punto de vista conceptual, se obtenía una marcada mejoría en el ajuste entre los niveles simulados y los observados.

En la calibración de las permeabilidades se partió de 2 zonas que representaban el aluvial y los basaltos, obteniéndose finalmente 11 zonas de las cuales 10 están ubicadas en la capa superior del modelo (figura 5) debido a su heterogeneidad litológica y a que los puntos de observación se concentran en esta. La permeabilidad resultante para el aluvial principal

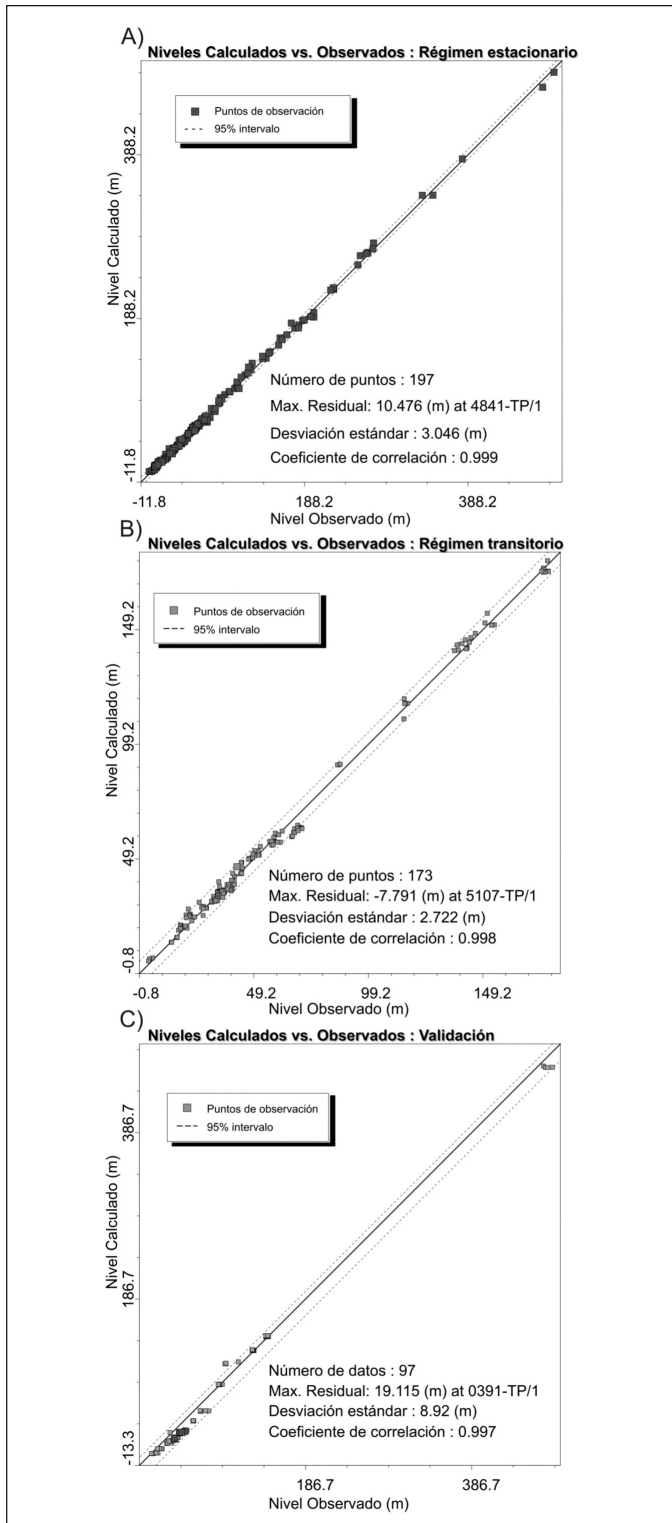


Figura 4. Niveles Observados vs. Calculados para el modelo de flujo: A) resultados para el modelo en régimen estacionario (Año 1992), B) resultados para el modelo en régimen transitorio (periodo 1992-1999), C) resultados para la validación
 Figure 4. Observed vs. Simulated groundwater heads for flow model: A) result for steady-state model (year 1992), B) result for transient-state model (period 1992-1999), C) result for validation

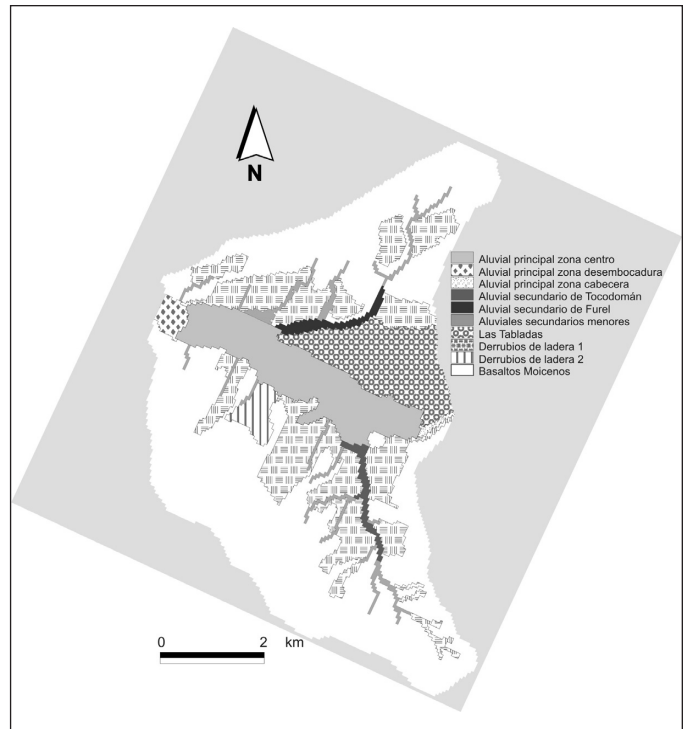


Figura 5. Distribución horizontal de la conductividad hidráulica de la capa superior del modelo de flujo
 Figure 5. Map of horizontal hydraulic conductivity of the upper layer flow model

es de 25 m/d, alcanzando 38 m/d y 100 m/d en la desembocadura y cabecera, respectivamente. Las permeabilidades resultantes varían entre 18 y 22 m/d para los aluviales de los barrancos de Furel y Tocodomán, correspondiendo a este último los valores mayores. Los aluviales de los restantes barrancos secundarios tienen una permeabilidad de 6 m/d. La permeabilidad de los Basaltos Miocenos es de 0.0009 m/d y varía entre 0.4-1.2 m/d para los derrumbos de ladera. Estas permeabilidades para las distintas unidades hidrogeológicas se han calculado a partir de las obtenidas para la capa del modelo en cada zona, utilizando la potencia conocida de los diferentes materiales geológicos.

La superficie piezométrica resultante (figura 6) se ajusta al modelo conceptual descrito. Los mayores gradientes se localizan al sur de la zona de estudio y en la cabecera de los barrancos secundarios de Tocodomán y Furel. Las líneas de flujo del agua subterránea indican una descarga en sentido este-oeste hacia el mar y un aporte de agua de las zonas montañosas al norte y sur hacia el aluvial principal. La zona de Las Tabladas cede agua al aluvial principal y al barranco del Furel.

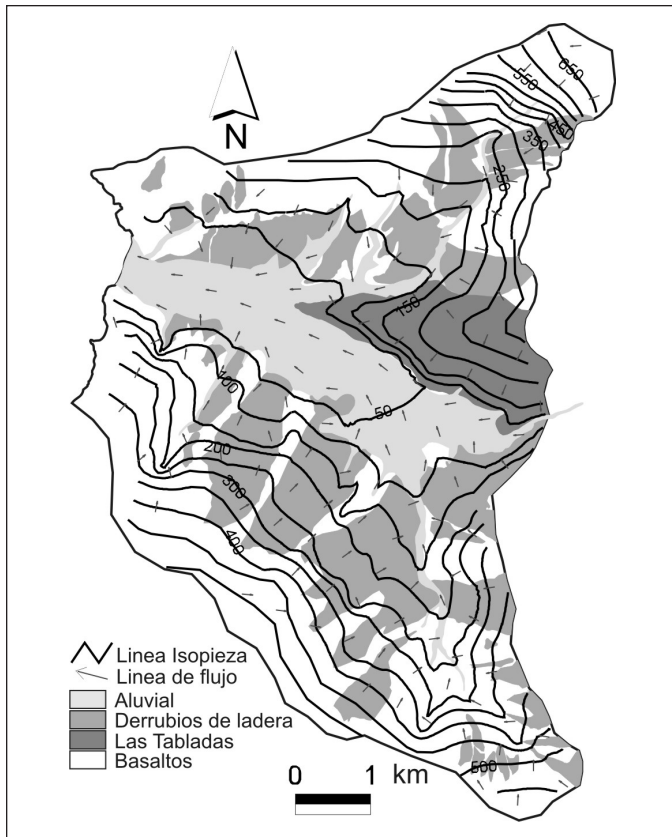


Figura 6. Distribución de la piezometría calculada en la capa superior para el modelo de flujo en régimen estacionario
 Figure 6. Simulated groundwater heads in the top model layer for steady-state flow model

El análisis de sensibilidad indica que el modelo es muy sensible a la variación de la conductividad hidráulica en todas las zonas, excepto para el aluvial principal en su desembocadura, Las Tabladas y el barranco de Furel. Ello se debe a la fuerte influencia de la condición de contorno de nivel fijo sobre la zona desembocadura del aluvial del barranco de La Aldea y, en el caso del Furel y Las Tabladas a la falta de puntos de observación.

Calibración del modelo en régimen transitorio

Los pozos de observación para la calibración en régimen transitorio se localizan casi en su totalidad en el barranco principal y en Tocodomán, no existen puntos de observación en el aluvial del Furel, los Basaltos Miocenos y los derrubios de ladera (figura 3). Los parámetros calibrados han sido la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento.

Al igual que en el régimen estacionario los criterios de calibración fueron los estadísticos del conjunto de los residuos de niveles. La desviación estándar fue 2.7 m (figura 4.B), considerándose este valor satisfactorio. El coeficiente de correlación entre los niveles calculados y observados es de 0.998. El residuo máximo, de 7.8 m, se localiza en un pozo situado donde comienza a abrirse el barranco principal en su cabecera. Los niveles mayores corresponden al barranco de Tocodomán, presentando una cierta dispersión, y los niveles menores a los puntos de observación del aluvial. En este existe un grupo de pozos con residuos mayores situados donde se abre la cabecera del barranco.

El modelo presenta mayor sensibilidad respecto a aquellos parámetros soportados por mayor información piezométrica: las zonas del aluvial principal, el barranco secundario de Tocodomán y los basaltos alterados.

La permeabilidad obtenida en el aluvial principal es 26 m/d, con valores menores en la desembocadura del barranco, 15 m/d, y mayores en la cabecera, 120 m/d, estos dos fuertemente influenciados por las condiciones de contorno. Los valores de permeabilidad para los barrancos secundarios de Tocodomán y el Furel fueron 21 y 44 m/d, respectivamente. Debe observarse que la escasez de información piezométrica ligada al aluvial del Furel introduce una cierta incertidumbre sobre el parámetro calibrado con un único punto de observación. El aumento en la permeabilidad de los basaltos, a 0.005 m/d, respecto al obtenido en la calibración del régimen estacionario, mejoró notablemente el ajuste entre niveles. En cuanto a las zonas restantes, los valores de permeabilidad fueron los calibrados en régimen estacionario: 6 m/d en los barrancos secundarios y 0.4 m/d en los derrubios de ladera. En Las Tabladas se obtuvo una permeabilidad de 0.009 m/d.

La calibración del coeficiente de almacenamiento ofreció los siguientes resultados: 0.08 y 0.15 para el aluvial y 0.03 para los Basaltos Miocenos. Estos valores son coherentes con la información previa de este parámetro (Muñoz, 2005).

El contraste entre los niveles observados y calculados (figura 4.B) evidencia la bondad del ajuste piezométrico alcanzado en la calibración del régimen transitorio. Igualmente, se aprecia como los hidrogramas calculados reproducen adecuadamente la evolución de los niveles observados. En el aluvial principal, el ajuste es en general bueno, si bien existen ajustes más pobres en ciertos pozos que son a la vez de observación y bombeo (figura 7.A). En la zona de Tocodomán se obtienen buenos ajustes en la evolución de los niveles calculados (figura 7.B), aunque

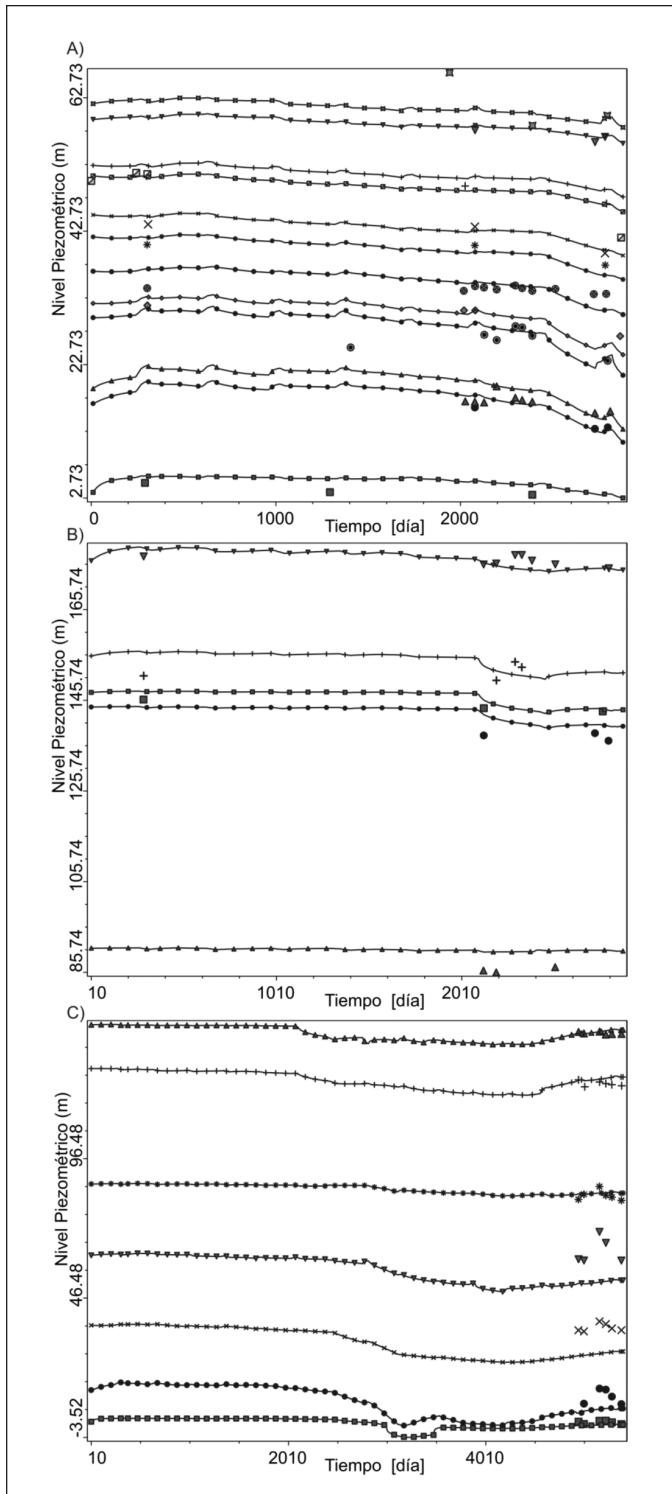


Figura 7. Niveles observados y calculados del modelo de flujo: A) resultados en el barranco principal en régimen transitorio, B) resultados en el barranco de Tocodomán en régimen transitorio, C) resultados en la validación del modelo de flujo
 Figure 7. Observed vs. Simulated groundwater heads for flow model: A) result in main alluvial in transit state, B) result in Tocodomán alluvial in transit state, C) result in the validation process for flow model

presentan una cierta dispersión. En ambos casos, se aprecian las variaciones estacionales de los bombeos y la recarga -principalmente por retornos de riego- y una tendencia decreciente de los niveles.

En la figura 8.A se expone la evolución de las entradas del balance hídrico del sistema. Los picos en la recarga son causados por la precipitación y van acompañados, consiguientemente, de un pico en sentido contrario en el almacenamiento. Así, se observa como al producirse una entrada de agua directa se reduce el aporte de agua desde el almacenamiento al sistema. Por el contrario, en los períodos en que disminuye la recarga, al no existir retornos de riego, se incrementa el aporte desde el almacenamiento al sistema. La entrada de agua por la cabeza del barranco es una condición de contorno impuesta al sistema y es constante. No se hay entradas por

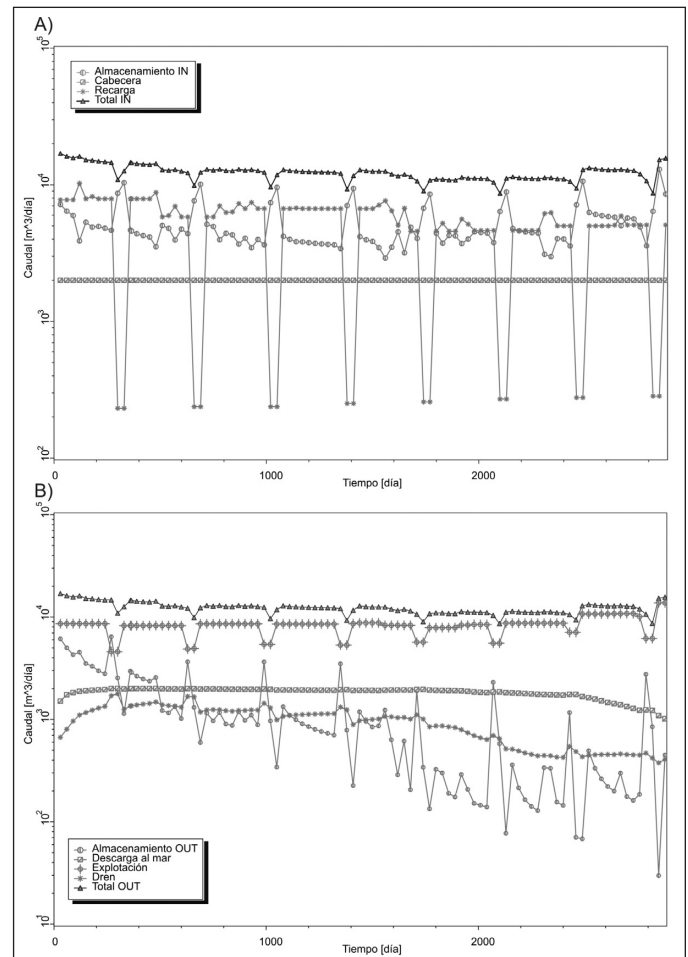


Figura 8. Caudal de A) entradas y B) salidas de agua al sistema obtenidas en el modelo de flujo en régimen transitorio
 Figure 8. A) inflow and B) outflow in the system for transit state flow model

la desembocadura del barranco, ello resulta coherente con la observación de que no existe intrusión marina en el acuífero.

Las salidas se representan en la figura 8.B. Se observa la existencia de picos en el almacenamiento al existir recarga, debido a que entra agua en el mismo desde el sistema. En las salidas por nivel constante hacia el mar no se aprecia un aumento después de los picos de recarga producidos por la lluvia. Sin embargo, sí se aprecia este aumento en las salidas por el dren, si bien son pequeñas.

Validación del modelo

La práctica de validación más común, y la usada en este modelo, es la comparación del resultado del modelo con datos de campo no usados en la calibración. Para ello, se ha decidido ampliar el tiempo de modelación para ver si los datos observados en el campo y los calculados por el modelo no sólo se ajustan al período de tiempo de la calibración sino también a años posteriores.

Los resultados de la validación se exponen en la figura 4.C, en la que se aprecia un buen ajuste entre los niveles calculados y los observados. Los criterios de ajuste son: 8.9 m para la desviación estándar y 19 m para el residuo máximo. El coeficiente de correlación entre los niveles calculados y observados es de 0.997. En el pozo con los niveles mayores, ubicado en la cabecera del barranco de Tocodomán, sobre los basaltos, los niveles calculados son menores a los observados, al igual que los pozos del aluvial. En el único punto donde los niveles calculados son mayores a los observados, se sitúa en los derrubios de ladera del sur (zona derrubios de ladera 2 de la figura 5). Para esta zona, se obtuvo en la calibración en régimen estacionario una permeabilidad de 1.2 m/d, sin embargo en la calibración del transitorio esta fue de 0.4 m/d. El análisis de la validación sugiere que en esta zona la permeabilidad más plausible sería la resultante de la calibración del régimen estacionario. Los mejores ajustes se obtienen en los sondeos de Tocodomán. En la figura 7.C se presentan los hidrogramas calculados y los niveles observados de algunos pozos usados en la validación.

Discusión y Conclusiones

La modelación del flujo en el acuífero de La Aldea ha supuesto una reflexión profunda sobre los cocimientos hidrogeológicos que se tenían de la zona de estudio, ello permitió una sensible mejora de su modelo

conceptual. Por otro lado, se debe observar que si bien la discretización vertical no se ajusta de forma estricta a la caracterización geológica, ella no carece de sentido hidrogeológico. Este hecho se tuvo en cuenta al interpretar la conductividad hidráulica de la capa superior resultante de la calibración del modelo, al considerar las potencias de las diferentes unidades hidrogeológicas en el cálculo de sus respectivas permeabilidades. La caracterización geológica de esta capa superior hizo necesaria, en los primeros pasos de la modelación, una campaña de campo para cartografiar los derrubios de ladera, pues estos no habían sido considerados relevantes hasta el momento y cuya importancia hidrogeológica se evidenció en el desarrollo del modelo.

La modelación del régimen estacionario representó el año medio hidrológico 1991/92. Su calibración tuvo como objetivo obtener un valor de conductividad hidráulica previo a abordar la calibración del transitorio y disponer de una piezometría inicial para este régimen. El ajuste obtenido en el modelo en régimen estacionario ha sido bueno, en particular, en la zona del aluvial principal, los mayores residuos piezométricos se sitúan en las zonas de contacto entre distintas conductividades hidráulicas, donde se abre la cabecera del barranco principal y en el barranco de Tocodomán. En la piezometría resultante del modelo en régimen estacionario, las mayores cotas piezométricas y gradientes se observan en los bordes norte y sur de la zona de estudio que incluyen los barrancos del Furel y Tocodomán. En la zona del aluvial principal los gradientes son suaves y los niveles se sitúan entre 0 y 100 m.s.n.m. El modelo reproduce notablemente la piezometría realizada a partir del inventario de 1992. El proceso de calibración puso en evidencia que un avance en la caracterización geológica era un requerimiento básico en la mejora del modelo.

La modelación del régimen transitorio abarca una serie temporal de 8 años hidrológicos (1991/92 - 1998/99). Se calibró la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento. Los resultados obtenidos han sido buenos en la mayoría de los puntos de observación, reproduciéndose las oscilaciones estacionales por el bombeo de los pozos y la recarga por precipitación y retornos de riego. Se observa una disminución generalizada de los niveles en el período de estudio, debido a que es un período seco y a la disminución de los retornos de riego por reducción de la superficie y modificación de técnicas de cultivo.

Los máximos valores de la permeabilidad del aluvial se localizan en la cabecera del barranco. Esta zona se haya influenciada por la condición de contorno de flujo prefijado que representa la entrada de agua por la cabecera del barranco. La permeabilidad

de la zona central del aluvial varía entre 25-26 m/d que aunque es un valor bajo se encuentran dentro del rango propuesto por Muñoz (2005). La permeabilidad obtenida por el modelo para los Basaltos Miocenos, 0.0009-0.005 m/d es de 1 a 2 órdenes de magnitud inferior a los que propone Muñoz (2005). Esto se debe a que la permeabilidad resultante de la modelación corresponde a toda la columna de basaltos y el dato propuesto por Muñoz (2005), a partir de ensayos de bombeo, está calculado en los primeros metros de basaltos muy alterados, que son los que explotan los pozos en la zona. El modelo da información adicional de la permeabilidad para los derrubios de ladera y los aluviales secundarios: 0.4-1.2 m/d y 6 m/d respectivamente. Se debe observar que estas estimaciones podrían variar según las zonas si se dispusiera de un mayor conocimiento de las potencias, ya que para su cálculo se ha supuesto una potencia general estimada según las observaciones de campo.

Los valores iniciales adoptados para el coeficiente de almacenamiento corresponden a los valores medios obtenidos de la bibliografía (Muñoz, 2005; SPA-15, 1975; INTECSA, 1981; Custodio, 1985). El coeficiente de almacenamiento para los basaltos y el aluvial obtenidos por el modelo está dentro de los rangos encontrados en la bibliografía. La zonificación de este parámetro no se definió con mayor detalle por considerarse que la información piezométrica no permitía una calibración consistente del coeficiente de almacenamiento de las restantes unidades hidrogeológicas (barrancos secundarios menos importantes y derrubios de ladera).

Los resultados obtenidos por el modelo evidencian el condicionamiento que la topografía y la geología imponen a la piezometría en la zona del estudio. La consideración del dominio de los derrubios de ladera y aluviales secundarios, hasta ahora no tenidos en cuenta, ha llegado a ser un factor muy importante para obtener un buen ajuste entre niveles observados y calculados. Este hecho ha motivado que se redefina su importancia hidrogeológica en el modelo conceptual.

El modelo matemático de flujo confirma que el agua es transferida de los diferentes dominios hidrogeológicos al aluvial principal y circula por el aluvial de este a oeste. Las entradas principales al área del estudio son la infiltración por lluvia y retornos de riego y las salidas son el bombeo y descarga al mar. La entrada de agua por la zona intra-caldera también ha sido un factor importante para el ajuste modelo, a pesar de no ser esta entrada cuantitativamente relevante.

El desarrollo del modelo de flujo presentado confirma la potencia de esta herramienta para obtener un

mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico en el área de estudio. Asimismo, sienta la base necesaria para un posterior modelo de transporte. El proceso de validación fortalece la confianza en la capacidad predictiva del modelo a pesar de la incertidumbre asociada. Finalmente, la bondad de los resultados del proceso de modelación validan un modelo conceptual que se revela robusto y coherente con el conocimiento que se tiene actualmente de este sistema hidrogeológico, si bien presenta incertidumbres lógicas debido a la complejidad de este tipo de medio.

Agradecimientos

Los trabajos presentados en esta comunicación se han llevado a cabo dentro de un Convenio de Colaboración firmado entre el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria, la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y la Fundación Universitaria de Las Palmas. Los datos utilizados en la modelización proceden en parte de los trabajos desarrollados dentro del proyecto CICYT 1FD97-0525, financiado en parte por el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria; la Dirección Gral. de Aguas del Gobierno de Canarias; el Excmo. Ayuntamiento de San Nicolás de Tolentino; Coagrisan; Copaisan y Romertor. El trabajo constituye parte de la Tesis doctoral de la primera de los autores bajo la codirección de los otros firmantes, financiada mediante una Beca de Investigación del Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. Parte de este trabajo de modelación se ha desarrollado en el ámbito del Instituto Geológico y Minero de España.

Referencias

- Barrera, J.L. y Gómez J.A. 1990. *Mapas geológicos de España a escala 1:25.000*. Isla de Gran Canaria: hojas nº 1108-I-II-III.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E. y Ahijado, A. 2002. *Cenozoic volcanism II: the Canary Islands*. En Gibbons, W. and Moreno, T. (eds.): *The Geology of Spain*. Ed. The Geological Society of London, 439-472.
- Custodio, E. 1985. *Low permeability volcanics in the Canary Islands (Spain)*: Proc. of the Conference on Hydrology of rocks of low permeability, Tucson, AZ, pp. 533-544.
- GRAFCAN 1998. *Mapa topográfico, escala 1:5.000*. Isla de Gran Canaria.
- IGME 2006. *Estudio hidrogeológico para la definición del área sobreexplotada, o en riesgo de sobreexplotación, en la zona este de Gran Canaria*. 18 tomos.

- INTECSA 1981. *Informe sobre el modelo matemático de flujo subterráneo de Gran Canaria*. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. Informe interno, 2 vol., sin publicar.
- McDonald, M.G. y Harbaugh, A.W. 1988. *A modular three dimensional finite-difference groundwater flow model*. U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, book 6, 586 pp.
- Muñoz, J. 2005. *Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de La Aldea (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 310 pp. + anejos.
- Muñoz, J.; Cabrera, M.C.; Antón, A. y Pérez-Torrado, F.J. 2002. *Efectos del uso de aguas subterráneas para riego en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria)*. XXXII IAH & VI ALHSUD, Mar del Plata, CD de resúmenes.
- SPA-15 1975. *Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515)*. Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid. 3 vol.+ mapas.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC 2005. *Visual MODFLOW User's Manual*. Waterloo Hydrogeologic, Inc. Canada. 611 pp.

Recibido: enero 2008

Aceptado: abril 2008